

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO**

Escola de Engenharia de São Carlos

IMPACTO DA COMPENSAÇÃO BAROMÉTRICA E  
RENDIMENTO ESPECÍFICO NAS ESTIMATIVAS DE  
EVAPOTRANSPIRAÇÃO DA ÁGUA SUBTERRÂNEA:  
ESTUDO DE CASO DA BACIA HIDROGRÁFICA DO  
RIBEIRÃO DA ONÇA/SP

Aluno: Rubens Takeji Aoki Araujo Martins  
Orientador: Edson Cezar Wendland

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  
ESCOLA DE ENGENHARIA DE SÃO CARLOS

RUBENS TAKEJI AOKI ARAUJO MARTINS

Impacto da compensação barométrica e rendimento específico nas  
estimativas de evapotranspiração da água subterrânea: estudo de caso  
da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça/SP

São Carlos  
2023

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

RUBENS TAKEJI AOKI ARAUJO MARTINS

Impacto da compensação barométrica e rendimento específico nas estimativas de evapotranspiração da água subterrânea: estudo de caso da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça

Dissertação apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo, como requisito para a futura obtenção do título de Mestre em Ciências: Engenharia Hidráulica e Saneamento.

Orientador: Prof. Dr. Edson Cezar Wendland

VERSÃO CORRIGIDA

São Carlos  
2023



AUTORIZO A REPRODUÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTE TRABALHO,  
POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS  
DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Ficha catalográfica elaborada pela Biblioteca Prof. Dr. Sérgio Rodrigues Fontes da  
EESC/USP com os dados inseridos pelo(a) autor(a).

M 298  
i Martins, Rubens Takeji Aoki Araujo  
Impacto da compensação barométrica e rendimento  
específico nas estimativas de evapotranspiração da água  
subterrânea: estudo de caso da bacia hidrográfica do  
Ribeirão da Onça / Rubens Takeji Aoki Araujo Martins;  
orientador Edson Cezar Wendland. São Carlos, 2023.

Dissertação (Mestrado) - Programa de  
Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento e  
Área de Concentração em Hidráulica e Saneamento --  
Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de  
São Paulo, 2023.

1. Sistema Aquífero Guarani. 2. Ribeirão da  
Onça. 3. Zona ripária. 4. Razão de Bowen. I. Título.

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## FOLHA DE JULGAMENTO

Candidato: Bacharel **RUBENS TAKEJI AOKI ARAUJO MARTINS**.

Título da dissertação: "Impacto da compensação barométrica e rendimento específico nas estimativas de evapotranspiração da água subterrânea: estudo de caso da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça/SP" .

Data da defesa: 18/12/2023.

### Comissão Julgadora

### Resultado

**Prof. Titular Edson Cezar Wendland**  
**(Orientador)**

(Escola de Engenharia de São Carlos/EESC-USP)

Aprovado

**Prof. Dr. José Anderson do Nascimento Batista**  
(Universidade Estadual de Campinas/UNICAMP)

Aprovado

**Prof. Dr. Murilo Cesar Lucas**

(Universidade Estadual de Campinas/UNICAMP)

Aprovado

Coordenador do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento:  
Prof. Assoc. **Juliano Jose Corbi**

Presidente da Comissão de Pós-Graduação:  
Prof. Titular **Carlos De Marqui Junior**

*Aos meus pais, Tsuyoko Aoki e  
Rubens Martins, pelo incentivo,  
carinho e apoio incansável.*

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela vida e saúde durante um momento de grande dificuldade que foi a pandemia global de COVID-19.

Aos meus pais, Rubens e Tsuyoko Martins, cujo incentivo incondicional e apoio incansável foram fundamentais para a minha permanência em São Carlos/SP.

Aos meus irmãos, Aline e Takeo Martins, pelo cuidado e compreensão durante o período.

Ao professor Edson Wendland, pela orientação e oportunidade de realização da pesquisa.

Aos amigos, Alan Reis, Camila Ruezzene, Mariana Barbosa, Greicelene Silva e Rose Lemos, pela amizade, conselhos e, principalmente, por tornarem mais leve e feliz a vida em São Carlos/SP.

Agradeço à Denise Parizotto, pelas palavras amigas, incentivo e companheirismo durante o momento mais crítico da pós-graduação.

Ao professor Giovanni Penner, pela amizade e conselhos.

Aos amigos de time da Bacia do Ribeirão da Onça, Luis Bertotto, Gescilam Mota e Erick Cobalchini, pela parceria e apoio nos inúmeros campos realizados.

Ao técnico do Departamento de Hidráulica e Saneamento - SHS, Roberto Bérnago, pelo grande apoio durante os trabalhos de campo realizados na Bacia do Ribeirão da Onça.

Às secretárias do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Hidráulica e Saneamento – PPGSHS, Rose e Sá, pela paciência e disposição em ajudar.

Às agências de fomento, que oportunizaram a realização deste trabalho: a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior – Brasil (CAPES); o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - Brasil (CNPq), por meio da bolsa de estudos concedida (processo 132275/2020-1);

À Universidade Virtual do Estado de São Paulo (UNIVESP) que permitiu a conclusão da dissertação por meio da bolsa de facilitador.

À Escola de Engenharia de São Carlos da Universidade de São Paulo por todo apoio logístico e estrutura física fornecida para o desenvolvimento deste trabalho.

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## RESUMO

MARTINS, R. T. A. A. **Impacto da compensação barométrica e rendimento específico nas estimativas de evapotranspiração da água subterrânea: estudo de caso da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça**. 2023. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2023.

As flutuações subdiárias observadas no nível freático em zonas ripárias estão associadas ao consumo de água subterrânea pela vegetação freatófita. Estes sinais vêm sendo utilizados na literatura para estimar a evapotranspiração da água subterrânea. Porém, existem lacunas metodológicas a serem preenchidas, como a sensibilidade dos métodos ao caráter transiente do rendimento específico do sistema solo-aquífero e à pressão atmosférica. Este trabalho teve como objetivo avaliar a influência da compensação barométrica e rendimento específico em estimativas de evapotranspiração obtidas a partir de métodos baseados na flutuação diária do nível freático em zona ripária. Nesse sentido, as taxas de evapotranspiração foram determinadas com método do balanço de energia e comparadas com estimativas provenientes de métodos baseados na flutuação diária do nível do aquífero. Na sequência, avaliou-se o efeito da compensação barométrica no comportamento do nível freático e como isso poderia impactar nas estimativas de evapotranspiração baseadas nessa medida. Por fim, foi testada a utilização do rendimento específico como variável (transiente) nas estimativas de evapotranspiração com base no nível de água subterrânea em solo hidromórfico. O método do balanço de energia foi eficaz na observação da evapotranspiração, registrando valores na área de estudo que variaram entre 0 e 12 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 4,6 mm.d<sup>-1</sup> e 4,8 ± 1,93 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. De forma geral, observou-se grande proximidade entre os valores de rendimento específico transientes e constantes, e nesse sentido, não houve efeito significativo na estimativa da evapotranspiração. Por fim, constatou-se que o monitoramento da pressão barométrica deve ser realizado de forma que eventuais variações por conta das condições de campo não alterem a série de forma sistemática, prejudicando a compensação dos valores monitorados de nível freático, e consequentemente, aumentando as incertezas nas estimativas de evapotranspiração.

Palavras-chave: Evapotranspiração. Água subterrânea. Zona Ripária. Razão de Bowen.



*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## ABSTRACT

MARTINS, R. T. A. A. **Barometric compensation and transient specific yield impact on groundwater evapotranspiration estimates: case study of Onça Creek, São Paulo.** 2023. 96p. Dissertation (Master's degree) – São Carlos School of Engineering, University of São Paulo, São Carlos, 2023.

Sub-daily water table fluctuation in riparian zones is linked to the vegetation's consumption of groundwater. In this context, it is possible to estimate evapotranspiration through the daily fluctuation of aquifer levels. However, there are methodological gaps to be addressed, such as the sensitivity of methods to variations in aquifer specific yield and atmospheric pressure. This study aimed to assess the influence of barometric compensation and specific yield on evapotranspiration estimates derived from methods based on daily fluctuation of groundwater levels in riparian zones. Evapotranspiration rates were determined using the energy balance method and compared with estimates from methods based on daily aquifer level fluctuations. Subsequently, the effect of barometric compensation on groundwater level behavior was evaluated, examining its potential impact on evapotranspiration estimates based on this measure. Finally, the use of specific yield as a (transient) variable in evapotranspiration estimates based on groundwater levels in hydromorphic soil was tested. The energy balance method effectively observed evapotranspiration, recording values ranging from 0 to 12 mm.d<sup>-1</sup> in the study area, with a median and mean of 4.6 mm.d<sup>-1</sup> and 4.8 ± 1.93 mm.d<sup>-1</sup>, respectively. Overall, there was close agreement between transient and constant specific yield values, with no significant effect on evapotranspiration estimates. It was concluded that barometric pressure monitoring should be conducted to prevent systematic changes due to field conditions, ensuring the systematic compensation of monitored groundwater level values and reducing uncertainties in evapotranspiration estimates.

Keywords: Evapotranspiration. Groundwater. Riparian Zone. Bowen Ratio.

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Distribuição dos volumes de água doce entre os compartimentos do ciclo hidrológico .....	33
Figura 2 – Relação entre rio e aquífero .....	35
Figura 3 – Modelo conceitual das interações da água subterrânea e a superfície em uma vertente fictícia .....	37
Figura 4 – Padrão observado no nível freático e vazão de base em curso d'água sob influência de vegetação ripária .....	39
Figura 5 – Efeito da ETg no nível freático observado em poço de monitoramento ...	41
Figura 6 – Diferentes abordagens para estimativa da ETg com base na flutuação diária do nível freático .....	43
Figura 7 – Representação da obtenção do fluxo de reabastecimento lateral de pelas abordagens empírica e hidráulica .....	46
Figura 8 – Esquematisação da flutuação do nível freático na zona ripária .....	49
Figura 9 – Passo-a-passo para o processamento dos dados para o método proposto por Loheide (2008) .....	51
Figura 10 – Representação da variação do nível freático em materiais com diferentes rendimentos específicos .....	53
Figura 11 – Natureza transiente do rendimento específico .....	55
Figura 12 – Representação da evolução do perfil de umidade do solo na zona saturada e por conseguinte drenagem transiente .....	57
Figura 13 – Adaptação do ensaio de tensão de água no solo para obtenção de valores de rendimento específico transiente através da modernização do funil de Haines proposta por Ponton (2017) .....	59
Figura 14 – Representação simplificada do funcionamento das forças que atuam na membrana dos transdutores de pressão total e ventilados .....	61
Figura 15 – Transdutores de pressão total da fabricante Solinst modelo Edge 300161	
Figura 16 – Esquema de instalação recomendada para os transdutores de pressão total e barométrica em um poço de monitoramento .....	63
Figura 17 – Dados de nível compensados com TPT exposto às condições ambientes e reguladas .....	64

Figura 18 – Efeito da compensação barométrica em poço situado em zona ripária da Bacia do Ribeirão da Onça, Brotas/SP .....	65
Figura 19 – Representação completa do balanço de energia em um volume de controle .....	67
Figura 20 – Balanço de energia vertical simplificado .....	68
Figura 21– Representação dos fluxos de energia na interface entre do ar e superfície, indicando a convenção de sinais dos fluxos .....	70
Figura 22 – Localização da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO) .....	75
Figura 23 – Localização da BRO no contexto do Estado de São Paulo.....	77
Figura 24 – Características geológica e pedológica no Ribeirão da Onça .....	79
Figura 25 – Registro fotográfico do solo na zona ripária .....	80
Figura 26 – Seção transversal esquemática do Sistema Aquífero Guarani .....	82
Figura 27 – Modelo conceitual do balanço de hídrico em zona saturada na BRO ....	84
Figura 28 – a) Localização das sondagens geofísicas realizadas por Coutinho (2019), b) Interpretação hidrogeológica da seção GPR-2 feito perpendicularmente ao ribeirão da Onça, c) Interpretação hidrogeológica da seção GPR-1 feito em paralelo ao ribeirão da Onça.....	85
Figura 29 – Locais de coleta de amostras indeformadas no contexto da Bacia do Ribeirão da Onça e Zona ripária .....	86
Figura 30 – Variação do rendimento e retenção específica .....	87
Figura 31 – Uso e ocupação do solo na BRO .....	89
Figura 32 – Mudança de uso do solo no entorno da zona ripária.....	90
Figura 33 – Localização da zona ripária no contexto da Bacia do Ribeirão da Onça	91
Figura 34 – Localização dos transdutores de pressão barométrica utilizados no trabalho .....	92
Figura 35 – Esquema da compensação barométrica nos poços de monitoramento.	93
Figura 36 – Localização da EM-ZR no contexto da zona ripária .....	96
Figura 37 – Esquemática dos sensores instalados na EM-ZP .....	97
Figura 38 – Identificação da perda do funil do puviógrafo após inspeção de campo realizada em 22 de novembro de 2021 .....	98
Figura 39 – Seção esquemática A-A' entre o poço PM-29 e EM-ZR. Elevação do nível freático acima da superfície do solo na zona ripária .....	100

Figura 40 – Histograma de densidade de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de radiação solar (RN) na área de estudo durante o período avaliado.....	102
Figura 41 – Box-plot dos dados de radiação solar líquida sem valores negativos ..	104
Figura 42 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de fluxo de calor sensível no solo (G) na área de estudo durante o período avaliado.....	105
Figura 43 – Box-plot dos dados de fluxo de calor sensível no solo sem valores negativos.....	106
Figura 44 – Variação e tendência do fluxo de calor sensível no solo na área de estudo entre 2018 e 2021 .....	107
Figura 45 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de temperatura média do ar (Tmed) na área de estudo durante o período avaliado.....	109
Figura 46 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de umidade relativa do ar na área de estudo durante o período avaliado .....	111
Figura 47 – Esquematização da interpolação linear aplicada aos dados válidos de ET, para reconstrução de estimativas rejeitadas .....	113
Figura 48 – Gráfico de correlação entre valores reais de ET e valores suavizados com média móvel.....	114
Figura 49 – Evapotranspiração na zona ripária com base no método de balanço de energia – razão de Bowen .....	115
Figura 50 – Gráfico de distribuição de probabilidade dos dados de ET diária obtidos a partir do método de balanço de energia, razão de Bowen .....	116
Figura 51 – Box-plot das estimativas de ET diárias obtidas pelo método de Balanço de Energia – Razão de Bowen para todas as estações.....	117
Figura 52 – Processo de pré-tratamento dos dados brutos do PM-27 .....	119
Figura 53 – Inconsistência na profundidade do nível freático no PM-29 produzida por alteração no comprimento do capo do TPT .....	120
Figura 54 – Influência do N° Loess na taxa de recarga lateral no método Gribovszki et al. (2008).....	121
Figura 55 – Influência da suavização nas estimativas de ET. Exemplo do PM-27 e método de Gribovszki et al. (2008).....	123

Figura 56 – Influência das alturas de precipitação nas estimativas de ETg no PM-27 obtidas pelo método de Gribovskz et al. (2008) .....	125
Figura 57 – Mapa de calor para escolha do melhor valor de N° Loess e limite de rejeição para eventos de precipitação para o PM-27 .....	126
Figura 58 – Influência de diferentes graus de suavização nos dados de nível do PM-27 .....	128
Figura 59 – Comportamento do nível freático com diferentes graus de suavização .....	129
Figura 60 – Rejeição dos dados de nível sob influência de eventos de precipitação .....	129
Figura 61 – Inversão observada nos dados de nível freático após compensação barométrica com transdutor externo.....	130
Figura 62 – Profundidade do nível freático compensada pelo TPB-PM31 e TPB-SMF .....	131
Figura 63 – Dados de pressão atmosférica transferidos .....	132
Figura 64 – Resultado da transferência de dados de pressão atmosférica.....	133
Figura 65 – Disponibilidade de dados de pressão atmosférica por sensor .....	134
Figura 66 – Compensação barométrica realizada nos dados do PM-27 com o TPB-MA durante inverno de 2021 .....	135
Figura 67 – Box-plot dos dados de pressão atmosférica transferidos.....	136
Figura 68 – Correlação entre os dados do TPB SMF transferido com os dados do TPB MA com e sem transferência.....	136
Figura 69 – Posicionamento dos TPB na área de estudo .....	137
Figura 70 – Mudança no padrão de oscilação no nível freático compensado pelo TPB-SMF conforme estação do ano .....	138
Figura 71 – Flutuação da pressão atmosférica e temperatura nos TPB da área de estudo durante o inverno de 2018.....	139
Figura 72 – Variação da temperatura durante períodos de inversão do nível freático no inverno de 2018, e oscilação normal, no verão de 2019 .....	140
Figura 73 – Cenários simulados de compensação barométrica.....	142
Figura 74 – Solução analítica para o rendimento específico transiente dos poços PM-27 e 28, utilizando os parâmetros obtidos por Ponton (2017) e a equação de Nachabe (2002).....	144

Figura 75 – Variação do rendimento específico transiente nos poços de monitoramento, considerado o período de atividade do TPB-PM31 .....	146
Figura 76 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-27 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	149
Figura 77 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-27 .....	150
Figura 78 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-28 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	151
Figura 79 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-28 .....	152
Figura 80 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-30 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	153
Figura 81 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-30 .....	153
Figura 82 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-35 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	154
Figura 83 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-35 .....	155
Figura 84 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-31 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	156
Figura 85 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-31 .....	156
Figura 86 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-32 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) .....	157
Figura 87 - Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-32 .....	157
Figura 88 – Box-plot das estimativas de ET diárias obtidas pelo método de Balanço de Energia – Razão de Bowen para os anos de 2018 e 2022 .....	169



*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Valores de rendimento específico transiente obtidos por Ponton (2017) para Bacia do Ribeirão da Onça .....	60
Tabela 2 – Percentuais das frações, teor de matéria orgânica (MO) e textura das partículas (Dp) das amostras de solo coletadas no entorno dos poços de monitoramento. Nomenclatura: Identificação do poço (profundidade de coleta).....	81
Tabela 3 – Características hidráulicas do SAG no Estado de São Paulo .....	82
Tabela 4 – Rendimento específico obtido por Gomes (2008) .....	87
Tabela 5 – Parâmetros físico-hídricos obtidos por Ponton (2017).....	88
Tabela 6 – Resumo da instrumentação na EM-ZR .....	99
Tabela 7 - Resumo da estatística descritiva da radiação solar líquida na área de estudo, desconsiderando valores negativos .....	104
Tabela 8 – Resumo da estatística descritiva dos dados de fluxo de calor sensível no solo.....	106
Tabela 9 – Resumo da estatística descritiva dos dados de temperatura .....	110
Tabela 10 – Resumo da estatística descritiva dos dados de umidade relativa do ar .....	112
Tabela 11 – Resumo da estatística descritiva das estimativas diárias de evapotranspiração obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen	117
Tabela 12 – Influência do grau de suavização adotado no nível freático dos poços de monitoramento da área de estudo (observado x suavizado).....	127
Tabela 13 – Possíveis cenários identificados relacionados à compensação barométrica com TPB externo.....	141
Tabela 14 – Parâmetros físico-hídricos ajustados para o cálculo do rendimento específico transiente .....	143
Tabela 15 – Estatística descritiva dos valores de rendimento específico transiente estimados para o período de 2018-2019 na zona ripária .....	146
Tabela 16 – Oscilações no nível freático dos poços da zona ripária durante 2018 - 2019 .....	147
Tabela 17 – Tempo de drenagem médio observado nos poços de monitoramento	147
Tabela 18 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o outono .....	168

Tabela 19 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o inverno .....	168
Tabela 20 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para a primavera .....	168
Tabela 21 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o verão .....	169

## LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ABNT	–	Associação Brasileira de Normas Técnicas
ANA	–	Agência Nacional de Águas
APP	–	Área de Proteção Permanente
BRO	–	Bacia do Ribeirão da Onça
DAEE	–	Centímetros
EDA	–	Ecosistemas Dependentes de Águas subterrâneas
EM-ZP	–	Estação Meteorológica Automática Zona Ripária
EM-MA	–	Estação Meteorológica Automática Monte Alegre
ET	–	Evapotranspiração
ETg	–	Evapotranspiração das águas subterrâneas
ETp	–	Evapotranspiração potencial
F.S.	–	Full Scale
FAPESP.	–	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
G	–	Fluxo de calor sensível no solo
GM	–	Gleissolo Melânico
GPR	–	Ground Penetration Radar
GX	–	Gleissolo Háplico
$\eta$	–	Porosidade total
IQR	–	Intervalo Interquartil
H	–	Fluxo de calor sensível no ar
k	–	Condutividade hidráulica
ks	–	Condutividade hidráulica saturada
kPa	–	Quilopascal
$\lambda E$	–	Fluxo de calor latente
LHC	–	Laboratório de Hidráulica Computacional
MA	–	Monte Alegre
MAE	–	Erro médio absoluto
ME	–	Erro médio
MPE	–	Erro Percentual Médio
PERH	–	Plano Estadual de Recursos Hídricos
PM	–	Poço de monitoramento

Rn	–	Radiação solar líquida
r	–	Coefficiente de correlação de Pearson
$\rho$	–	Coefficiente de correlação de Spearman
R <sup>2</sup>	–	Coefficiente de determinação
SAG	–	Sistema Aquífero Guarani
S <sub>r</sub>	–	Retenção específica
S <sub>y</sub>	–	Rendimento específico
S <sub>y</sub> *	–	Rendimento específico transiente
RQ	–	Neossolo Quartzarênico
SiBCS	–	Sociedade Brasileira de Classificação do Solos
SMF	–	Santa Maria da Fábrica
TPT	–	Transdutor de pressão total
TPB	–	Transdutor de pressão barométrica
UGRHI	–	Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos
WT	–	Water-Table (Nível freático)
WTF	–	Water-Table fluctuation (Flutuação do nível freático)

*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## SUMÁRIO

<b>1</b>	<b>INTRODUÇÃO .....</b>	<b>29</b>
<b>2</b>	<b>OBJETIVOS .....</b>	<b>31</b>
2.1	Geral.....	31
2.2	Específicos .....	31
<b>3</b>	<b>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....</b>	<b>32</b>
3.1	Águas subterrâneas.....	32
3.2	Evapotranspiração da água subterrânea.....	38
3.3	Métodos baseados na flutuação diária do nível freático .....	42
3.3.1	Método de Gribovski et al. (2008) .....	44
3.3.2	Método de Loheide II (2008) .....	48
3.4	Fontes de incertezas .....	52
3.4.1	Rendimento específico.....	52
3.4.2	Rendimento específico transiente .....	55
3.4.3	Compensação barométrica .....	60
3.5	Método de Balanço de Energia – Razão de Bowen .....	65
3.5.1	Rejeição de estimativas .....	72
<b>4</b>	<b>ÁREA DE ESTUDO.....</b>	<b>75</b>
4.1	Localização e contextualização .....	75
4.2	Características geológicas e pedológicas.....	78
4.3	Características hidrogeológica .....	81
4.3.1	Sistema Aquífero Guarani.....	81
4.3.2	Bacia do Ribeirão da Onça .....	83
4.4	Uso e ocupação do solo na bacia.....	88
<b>5</b>	<b>MATERIAIS E MÉTODOS .....</b>	<b>91</b>
5.1	Monitoramento do nível freático .....	91

5.2	Compensação barométrica.....	92
5.3	Suavização dos dados.....	94
5.3.1	Regressão Polinomial Localmente Ponderada – filtro Loess .....	94
5.4	Rendimento específico .....	95
5.5	Balanço de Energia - razão de Bowen .....	95
5.6	MÉTRICAS ESTATÍSTICAS.....	100
5.6.1	Coeficiente de correlação de Pearson .....	100
5.6.2	Erro médio absoluto (MAE) e Erro percentual médio absoluto (MAPE).....	101
5.6.3	Erro Médio (ME) e Erro Percentual Médio (MPE) .....	101
<b>6</b>	<b>RESULTADOS E DISCUSSÕES .....</b>	<b>102</b>
6.1	Monitoramento das variáveis climáticas .....	102
6.2	Estimativa da evapotranspiração pelo método de Balanço de energia – razão de Bowen .....	112
6.3	Monitoramento do nível freático .....	118
6.3.1	Pré-tratamento dos dados.....	118
6.3.2	Suavização, remoção de ruídos e influência da precipitação.....	120
6.4	Compensação barométrica.....	130
6.5	Rendimento específico .....	143
6.6	Evapotranspiração da água subterrânea.....	148
6.6.1	Estimativas com TPB local.....	148
<b>7</b>	<b>CONCLUSÃO.....</b>	<b>158</b>
	<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....</b>	<b>160</b>
	<b>APÊNDICE A .....</b>	<b>168</b>
	<b>APÊNDICE B .....</b>	<b>170</b>



*(Esta página foi intencionalmente deixada em branco)*

## 1 INTRODUÇÃO

A evapotranspiração é o termo dado ao conjunto de dois processos naturais e simultâneos que ocorrem na natureza: a evaporação e transpiração da água pelas plantas. Ela representa o fechamento do ciclo hidrológico por meio do retorno da água precipitada para a atmosfera (COLLISCHONN; DORNELLES, 2015), e é usualmente o segundo maior componente do balanço hídrico em bacias hidrográficas. No Brasil, cerca de 75% da precipitação retorna para atmosfera via evapotranspiração (ANA, 2020b).

O seu estudo é essencial no gerenciamento adequado dos recursos hídricos tanto a nível de bacia hidrográfica quanto regional, e o seu conhecimento preciso também tem grande importância no manejo eficiente da irrigação e produção agrícola sustentável (BALUGANI et al., 2017; LANG et al., 2017).

O processo de evapotranspiração depende de diversos fatores, como: radiação solar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, temperatura, tipo e uso do solo, tipo de vegetação (densidade, fase de crescimento, espécie), manejo e disponibilidade de água. No entanto, essencialmente, existem dois principais fatores limitantes para este processo: disponibilidade energética e hídrica. Regiões áridas e semi-áridas usualmente possuem a ET limitada pela disponibilidade de água, ou seja, a demanda evaporativa tende a ser superior à evapotranspiração real, devido à própria escassez do recurso para acompanhar o processo. No entanto, o que aconteceria se nestas áreas houvesse suprimento suficiente para atender esta demanda?

Em locais onde o aquífero se encontra a poucos metros da superfície, como áreas alagadas e zonas ripárias, a água subterrânea é capaz de suprir parte desta demanda, sustentando elevadas taxas de ET nestes locais, mesmo em períodos secos e sem precipitação. O elevado consumo de água pela vegetação, provoca flutuações no nível freático que acompanham o seu ritmo metabólico diário e que historicamente vem sendo utilizadas por diversos métodos para obter estimativas das taxas de evapotranspiração (WHITE, 1932; DOLAN, 1984; HAYS, 2003; GRIBOVSKI et al., 2008; LOHEIDE, 2008; SOYLU, 2012; YIN et al., 2013; WANG et al., 2019).

Apesar de relativamente simples, estes métodos exigem o monitoramento contínuo da água subterrânea, com dados precisos e com elevada resolução temporal do nível, tendo em vista que as oscilações ocorrem em escala sub-diária e na faixa de

milímetros a alguns centímetros. Para isto, existem disponíveis dispositivos comerciais capazes de registrar tais oscilações na precisão e resolução temporal exigida, chamados de transdutores de pressão.

No entanto, a acurácia destes equipamentos vem sendo questionada por diversos estudos, no qual reportaram interferências da radiação solar (CAIN et al., 2004; LIU & HIGGINS) e variações térmicas (CUEVAS et al., 2010; MCLAUGHLING & COHEN, 2011) no comportamento do nível de água inferido. Na área de estudo do presente trabalho, são utilizados transdutores de pressão total – TPT e transdutores de pressão barométrica – TPB para o monitoramento do nível freático, e erros em qualquer um destes instrumentos, podem afetar a confiabilidade dos dados de nível e também nas estimativas de evapotranspiração (CUEVAS et al., 2010; MCLAUGHLING & COHEN, 2011).

Outra limitação do uso do nível freático para estimativa da ET, está no uso de um parâmetro-chave em estudos que envolvem água subterrânea, o rendimento específico. Na literatura é comum o emprego do seu valor final (constante), no entanto, na prática, o seu uso está sujeito a restrições que normalmente não são respeitadas na zona ripária. Por este motivo, é comum o uso do termo rendimento específico transiente em estudos envolvendo métodos baseados na flutuação diária do nível freático. A natureza transiente deste parâmetro em zonas ripárias é capaz de induzir erros nas estimativas de evapotranspiração e seu uso deve ser investigado.

Na Bacia do Ribeirão da Onça ou simplesmente BRO, área de estudo do presente trabalho em Brotas/SP, Ponton (2017) e Carvajalino (2019) aplicaram diferentes métodos disponíveis na literatura para estimar as taxas diárias de ET para o trecho de zona ripária em estudo. No entanto, a obtenção de valores confiáveis não é uma tarefa trivial, a aplicabilidade do rendimento específico transiente na área e os efeitos da compensação barométrica nas estimativas de ET, ainda não foram completamente esclarecidos para a área. Por este motivo, o presente trabalho tem como objetivo preencher estas lacunas metodológicas para o avanço do conhecimento relacionando à evapotranspiração da água subterrânea.

## 2 OBJETIVOS

### 2.1 Geral

Avaliar a influência da compensação barométrica e rendimento específico sob estimativas de evapotranspiração obtidas a partir de métodos baseados na flutuação subdiária do nível freático em zona ripária.

### 2.2 Específicos

- Estimar e comparar as taxas diárias de evapotranspiração da água subterrânea com método de balanço de energia, razão de Bowen;
- Verificar o impacto do grau de suavização do nível freático nas estimativas de evapotranspiração da água subterrânea;
- Estimar e comparar as estimativas de evapotranspiração da água subterrânea utilizando rendimento específico constante e transiente.

### 3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

#### 3.1 Águas subterrâneas

Água subterrânea é o termo dado à água armazenada em subsuperfície nos chamados aquíferos, que são formações geológicas dotadas de porosidade e permeabilidade, cujos poros ou fraturas encontram-se interconectados e completamente saturados. Estima-se que o seu volume global total<sup>1</sup> seja de aproximadamente 23 milhões km<sup>3</sup>, tratando-se da maior reserva de água doce no estado líquido do planeta (GLEESON et al., 2015; MUKHERJEE et al., 2020). Todavia, nem todo este volume está prontamente disponível para os ecossistemas ou interage ativamente com os demais componentes do ciclo hidrológico, apenas 5% constitui reservas mais recentes, com idades de renovação inferiores a 50 anos, sendo o restante composto majoritariamente por águas meteóricas antigas ou “fósseis”<sup>2</sup>, com eventos de recarga datando entre algumas centenas a milhares de anos (GLEESON et al., 2015).

Conhecidas também como águas subterrâneas modernas<sup>3</sup>, esta parcela mais renovável é ainda três vezes maior que a somatória dos volumes de água doce na atmosfera, solos e corpos hídricos superficiais, como rios e lagos, Figura 1 (GLEESON et al., 2015); é a partir dela que os aquíferos desempenham suas principais funções ecológicas e interagem com os demais compartimentos do ciclo hidrológico, promovendo a manutenção de ecossistemas dependentes de água subterrânea; perenização de corpos hídricos superficiais; regulação térmica; controle da intrusão marinha em regiões litorâneas; e também por onde ocorrem as recargas direta e profunda.

Além disso, os aquíferos desempenham um papel fundamental na segurança hídrica e alimentar global. Estima-se que mais de dois bilhões de pessoas no mundo dependem das águas subterrâneas como principal fonte de água para consumo; sendo também responsáveis por fornecer quase 40% da água utilizada na irrigação global (FAMIGLIETTI, 2014; GLEESON et al., 2020). Diversos aquíferos importantes

---

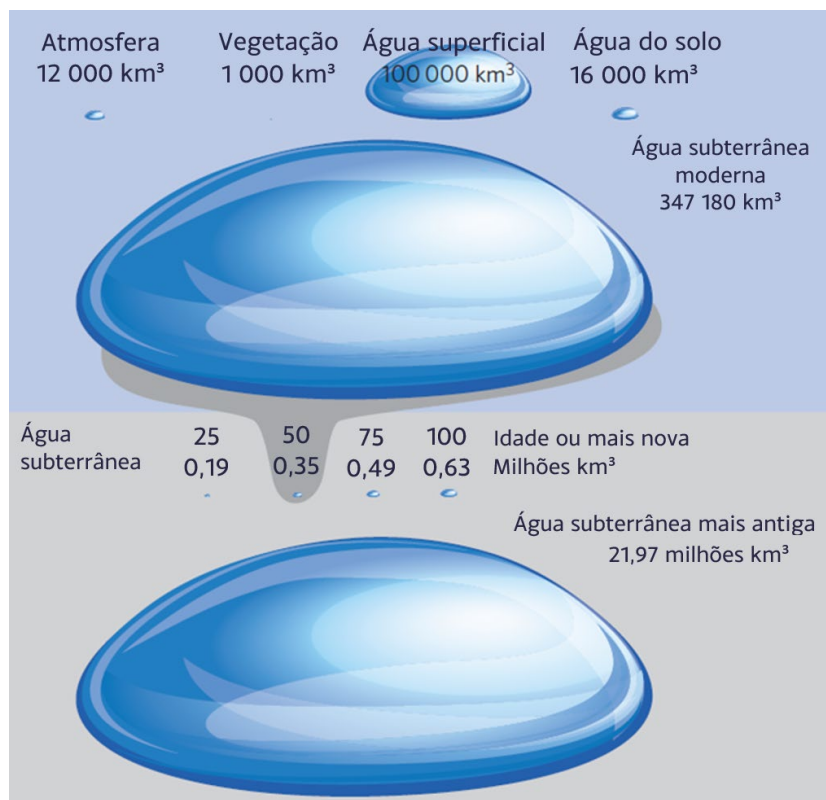
<sup>1</sup> Armazenado nos dois primeiros quilômetros da crosta terrestre.

<sup>2</sup> A idade a partir no qual a água subterrânea é chamada fóssil ainda não é estritamente definida. Neste caso, utilizou-se a proposta por Jasechko et al (2017), no qual define águas que datam antes do início do Holoceno (aproximadamente 12 000 anos AP).

<sup>3</sup> Águas subterrâneas modernas é o termo utilizado por Gleeson et al. (2015) para se referir às águas renovadas a menos de 50 anos. Os autores também definem água subterrâneas jovens como sendo aquelas com idade entre as fósseis e modernas.

situados em regiões áridas e semiáridas, cuja agricultura depende fortemente da água subterrânea, vêm vivenciando um rápido, declínio de suas reservas, em virtude do intenso bombeamento (WADA et al., 2010; TAYLOR et al., 2012; GRAAF et al., 2019).

Figura 1 – Distribuição dos volumes de água doce entre os compartimentos do ciclo hidrológico



Fonte: Adaptado de Gleeson et al. (2015)

Países como Índia, China, Estados Unidos, Paquistão e Irã têm suas elevadas produtividades agrícolas<sup>4</sup> sustentadas pela intensiva exploração de reservas hídricas subterrâneas, destacando-se como grandes consumidores a nível global. Os cinco países juntos são responsáveis por quase 65% de toda água subterrânea extraída globalmente (MUKHERJEE et al., 2020). Na Índia, em especial, o governo adotou uma política de subsídio de energia elétrica<sup>5</sup>, com objetivo de estimular a expansão agrícola no país, levando, em 50 anos, a um crescimento de 500% na exploração de águas subterrâneas, entre os anos 1960 e 2010 (GARDUÑO & FOSTER, 2010; SAYRE & TARAZ, 2018).

<sup>4</sup> Destinam cerca de 89%, 54%, 71%, 91% e 87% do volume total extraído, respectivamente, à agricultura (HIRATA et al., 2020, p. 9).

<sup>5</sup> Chegando a aproximadamente 85% do custo real da eletricidade em algumas regiões (SAYRE & TARAZ, 2018).

Como consequência disso, uma série de impactos negativos foram gerados, como: rebaixamento acentuado do nível freático e, por conseguinte, aumento nos custos de bombeamento; redução nos fluxos de água em nascentes e escoamento de base em rios; competição entre os próprios usuários de irrigação e com outros usuários, como de abastecimento doméstico; aumento progressivo da salinização do solo; degradação de ecossistemas dependentes de águas subterrâneas; intrusão salina e subsidência do solo (GARDUÑO & FOSTER, 2010).

No Brasil, aproximadamente 30% das águas subterrâneas extraídas são destinadas ao abastecimento doméstico, 24% à agropecuária, 18% ao abastecimento público urbano e 14% ao abastecimento múltiplo<sup>6</sup> (HIRATA et al., 2019). Em razão da grande disponibilidade hídrica, é comum a priorização da utilização de mananciais superficiais, tanto para o abastecimento público quanto para a agricultura. Contudo, cidades menores, com até 10 mil habitantes, tendem a optar cada vez mais por mananciais subterrâneos, devido principalmente à melhor qualidade e aos menores custos operacionais envolvidos na captação e tratamento da água. Estima-se que aproximadamente 30 milhões de brasileiros são atendidos total ou parcialmente por águas subterrâneas, o que representa quase 18% da população com acesso à rede pública de água (HIRATA et al., 2019); já na agricultura irrigada, apenas 7% tem origem subterrânea (ANA, 2021).

Com relação ao principal uso, abastecimento doméstico, a ausência ou deficiência no saneamento básico em cidades brasileiras, principalmente em áreas rurais e periféricas, contribui para que a população buscasse fontes alternativas de água para consumo, recorrendo principalmente à perfuração e instalação de poços tubulares. No Brasil, o número de poços cresceu mais de 700% entre 2008 e 2016 (ANA, 2017), chegando a 1,2 milhão cadastrados. Acredita-se que a quantidade de poços seja ainda maior, devido à grande subnotificação existente no país. Segundo pesquisa realizada pelo Instituto Trata Brasil em parceria com o Centro de Pesquisa de Águas Subterrâneas da Universidade de São Paulo (2019), estima-se que 88% dos 2,5 milhões de poços<sup>7</sup> existentes no país são clandestinos (HIRATA et al., 2019), indicando um baixo controle do acesso deste recurso por parte dos órgãos gestores e maior vulnerabilidade dos aquíferos.

---

<sup>6</sup> Destino diversificado, em geral para prestação de serviços urbanos (HIRATA et al., 2019).

<sup>7</sup> Estimativa feita considerando 1,5 milhão de poços em áreas urbanas e 1 milhão em áreas rurais (HIRATA et al., 2019).

Em valores absolutos, o estado de São Paulo é o maior consumidor de águas subterrâneas em nível nacional, explotando cerca de 484 Mm<sup>3</sup> por ano (HIRATA et al., 2019), e sendo responsável por 80% do volume total abstraído de um dos mais importantes aquíferos transfronteiriços do mundo, o Sistema Aquífero Guarani – SAG (HIRATA & FOSTER, 2020). Ainda no estado, em áreas com grande atividade agroindustrial e fortemente dependentes de águas subterrâneas, como o município de Ribeirão Preto/SP, é possível identificar sinais da intensa exploração do SAG, como o próprio rebaixamento acentuado do nível piezométrico. Segundo Hirata e Foster (2020), as taxas de exploração locais superaram a capacidade de recuperação, no qual provocou rebaixamentos de 30 a 40 metros no nível de água nos poços da cidade, desde a década de setenta. Este rebaixamento contribuiu para uma redução de descargas subterrâneas em rios e nascentes, convertendo-os, em alguns casos, de efluentes para influentes, como é representado na Figura 2 (HIRATA & FOSTER, 2020).

Figura 2 – Relação entre rio e aquífero

a) Condição de rio efluente



b) Condição rio influente



Fonte: ANA (2017).

Por se tratar de recursos usualmente ocultos, a percepção da população em relação à importância econômica, social e ambiental das águas subterrâneas, muitas vezes, é precária (HIRATA et al., 2019; BARBOSA et al., 2020) e aliada à falta de conhecimento sobre a situação destas reservas, como demanda e disponibilidade, torna ainda mais difícil a gestão adequada e uso sustentável destes recursos. Diferentemente de rios e lagos, que quando secam causam impactos sociais e paisagísticos diretos à vida da população, os impactos causados pelo esgotamento



progressivo das águas subterrâneas são indiretos e, muitas vezes, não se revelam facilmente, sendo percebidos quando este recurso já se encontra ameaçado.

Conhecidas também como componentes invisíveis<sup>8</sup> do ciclo hidrológico, as águas subterrâneas ainda recebem pouca atenção a nível mundial se comparada à água superficial, mesmo entre países dependentes destes recursos. Segundo Flamiglietti (2014), em muitas regiões no mundo, os recursos hídricos subterrâneos são insuficientemente monitorados, tendo o seu gerenciamento praticamente inexistente em muitos países em desenvolvimento. Segundo Condon et al. (2021), o compartimento subterrâneo é ainda o único do sistema hidrológico da Terra a carecer de um modelo físico global rigoroso, tendo sido ignorado por modelos hidrológicos globais até a década passada (GLEESON et al., 2020). Entretanto, nos últimos anos houve esforços em incorporá-lo explicitamente em modelos climáticos e terrestres já existentes, trazendo assim avanços na modelagem em escala continental e global (YEH & FLAMIGLIETTI, 2009; CONDON et al., 2021).

O uso sustentável requer não somente a quantificação do volume armazenado em subsuperfície, mas também a quantificação sistemática dos seus fluxos naturais de entrada e saída (GLEESON et al., 2015), considerando os seus efeitos no ciclo hidrológico e os impactos na provisão de serviços ecossistêmicos (DALIN, 2020). Para isto, novas pesquisas são necessárias para a melhor compreensão desta dinâmica tanto a nível local como regional e global (DALIN, 2020), buscando aprimorar modelos e simulações para se alcançar uma gestão mais eficientes destes recursos (CONDON & MAXWELL, 2019).

Como discutido anteriormente, as principais interações com os demais sistemas hidrológicos naturais ocorrem por meio das águas subterrâneas mais superficiais, em especial os aquíferos livres<sup>9</sup>. Na Figura 3 são resumidas algumas destas interações por meio do modelo conceitual utilizado por Condon & Maxwell (2019). No modelo, os autores esquematizaram as interações considerando o aquífero como uma réplica suavizada da topografia, onde os eventos de recarga ocorrem nos pontos mais altos. Ao mesmo tempo, os fluxos laterais se deslocam no sentido contrário, até a menor carga hidráulica, onde as descargas subterrâneas poderão

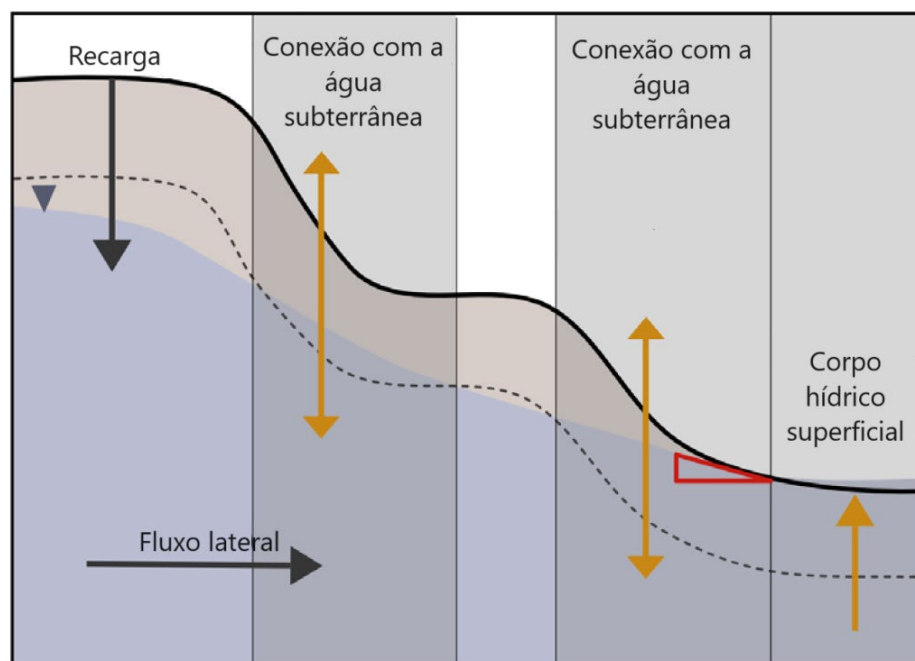
---

<sup>8</sup> Em 2022, a UNESCO realizou a campanha: “*Groundwater: making the invisible visible in 2020 and beyond*”, com o objetivo de transmitir uma mensagem para a conferência das nações unidas em 2023 sobre a importância das águas subterrâneas.

<sup>9</sup> Os aquíferos livres, também conhecidos como não-confinados, são aqueles cuja superfície está em equilíbrio com a pressão atmosférica.

alimentar corpos hídricos superficiais, como rios e lagos. Segundo Fan et al. (2013), cerca de 15% das áreas terrestres superficiais globais consistem em corpos hídricos dependentes destas descargas.

Figura 3 – Modelo conceitual das interações da água subterrânea e a superfície em uma vertente fictícia



Fonte: Adaptado de Condon & Maxwell (2019). A hachura em azul indica corpos hídricos. A linha tracejada identifica a profundidade no qual a evapotranspiração (ET) está correlacionada com o nível freático. Quando o nível d'água está acima da linha, as oscilações no nível afetam a umidade do solo e água disponível para a ET. O triângulo com borda vermelha indica o gradiente hidráulico entre o corpo d'água superficial e o nível freático adjacente.

Ainda na Figura 3, a linha tracejada representa o plano de fluxo nulo, que é o termo dado à profundidade crítica na zona não-saturada<sup>10</sup>, usualmente associada a base da zona radicular das plantas, em que a evapotranspiração afeta o conteúdo de água no solo. Quando o nível freático está suficientemente raso e acima deste limite, as conexões hidráulicas com as águas subterrâneas passam a ser reguladoras da umidade do solo (CONDON et al., 2020), estabelecendo um equilíbrio hidrostático que permite o fluxo bilateral de água entre estas duas zonas. Estas conexões permitem a chamada evapotranspiração da água subterrânea ou simplesmente ETg, em referência à palavra em inglês *groundwater*. Estima-se que aproximadamente 46% das áreas terrestres globais têm níveis freáticos a menos de 10 metros de

<sup>10</sup> A zona não-saturada ou zona vadosa é termo dado à parte do solo que está parcialmente preenchida por água, indo da superfície do terreno à superfície freática.

profundidade, contribuindo para uma grande interação entre água subterrânea e vegetação (CUTHBERT et al., 2019).

### 3.2 Evapotranspiração da água subterrânea

A ETg é particularmente importante para o balanço hídrico em regiões áridas e semiáridas, principalmente em áreas onde o aquífero se encontra a poucos metros da superfície e sustenta comunidades ripárias, sendo uma importante consumidora de água subterrânea (HOU et al., 2023). Durante períodos secos, as demandas evaporativas destes locais são supridas parcial ou completamente pelos aquíferos (YEAH & FLAMIGLIETTI, 2009), podendo causar perdas significativas nas reservas subterrâneas (HOU et al., 2023).

Por se tratar de um processo limitado a locais com características específicas, a contribuição da ETg a nível regional pode ser relativamente pequena comparada à evapotranspiração de águas superficiais (solo, rios e lagos). No entanto, negligenciá-la pode resultar na subestimação de até 20% nas estimativas de evapotranspiração total (YEH & FLAMIGLIETTI, 2009).

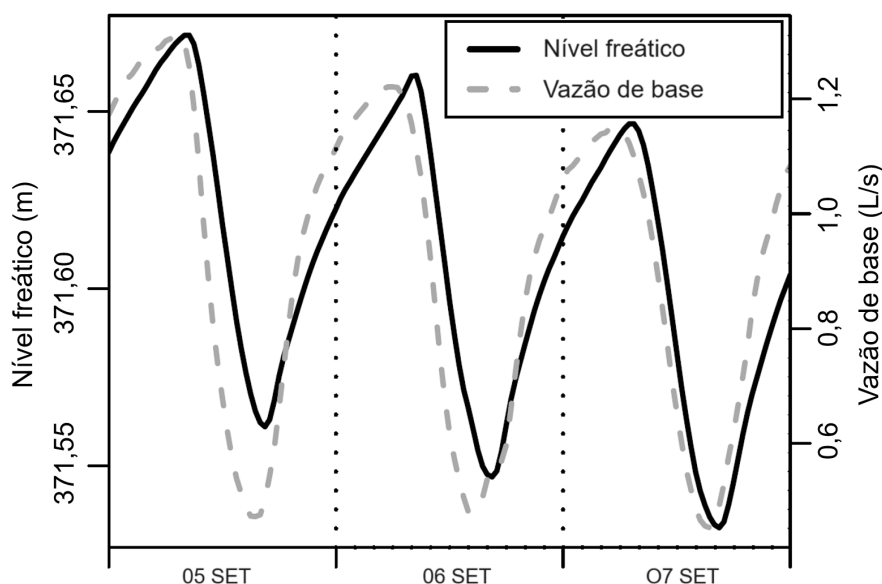
Alguns tipos de vegetação, conhecidas como freatófitas, são altamente dependentes de água subterrânea e utilizam-na como principal fonte de água para a transpiração. Estas plantas são comuns em áreas onde o aquífero é raso ou aflorante, como zonas ripárias, e podem acessar a água subterrânea de duas formas: diretamente da zona saturada ou por meio da franja capilar. A transpiração conduzida por elas é capaz de afetar não somente o armazenamento em subsuperfície, mas também a dinâmica do escoamento superficial (GRIBOVSKI et al., 2008; CADOL et al., 2012; LUPON et al., 2018), principalmente em rios de pequeno porte e fortemente dependentes de descargas subterrâneas (LUPON et al., 2018).

Os impactos da ETg nestes compartimentos se revelam por meio de registros de nível freático e vazão de base com alta resolução temporal, onde exibem padrões de flutuação regidos principalmente pelo ritmo metabólico da vegetação (GRIBOVSKI et al., 2008; CADOL et al., 2012). Na Figura 4, é possível visualizar este comportamento através do hidrograma de uma bacia experimental de 6 km<sup>2</sup> na Hungria, com influência de vegetação ripária dominada por amieiros. Nela, o nível freático e a vazão de base oscilam diariamente, rebaixando durante o dia, quando há

elevadas taxas de ET, e recuperando durante a noite, quando os efeitos da ET são negligenciáveis ou nulos.

Nas zonas ripárias, a ET<sub>g</sub> também é responsável por parte das saídas naturais de águas subterrâneas (JIA et al., 2021). A sua inclusão em modelos hidrológicos é fundamental para o melhor entendimento da sua influência no balanço e disponibilidade hídrica a nível de bacia, melhorando também a eficiência<sup>11</sup> de simulações que preveem a saída de água em áreas com influência de vegetação (LUPON et al., 2018).

Figura 4 – Padrão observado no nível freático e vazão de base em curso d'água sob influência de vegetação ripária



Fonte: Adaptado de Gribovszki et al. (2008). Hidrograma observados em uma bacia experimental de 6 km<sup>2</sup> de área, localizada na Hungria, clima sub-alpino e vegetação ripária dominada por amieiros com altura média de 15 metros.

Apesar da sua importância, a ET<sub>g</sub> ainda não foi plenamente reconhecida na literatura e comunidade de modelagem hidrológica (YEH & FLAMIGLIETTI, 2009; LUPON et al., 2018), sendo necessários avanços nesta área para a melhor compreensão do ciclo hidrológico nas bacias hidrográficas e melhoria na eficiência de modelos que simulam a saída de água e o balanço hídrico.

<sup>11</sup> Lupon et al. (2018) reduziu de 53% para 27% a superestimação em simulações do escoamento superficial em bacia de 14,2 km<sup>2</sup> na Espanha, após considerar explicitamente o compartimento ripário no modelo PERSiST (Precipitation, Evapotranspiration and Runoff simulator for solute transport).

As flutuações no nível freático descritas no tópico anterior já haviam sido observadas e documentadas deste 1892 por King<sup>12</sup>, sendo atribuídas inicialmente às variações na temperatura (WHITE, 1932). Foi somente em 1916, após uma série de observações realizadas por Smith<sup>13</sup>, que o declínio do nível freático foi associado ao consumo de água subterrânea por árvores com acesso à zona saturada (WHITE, 1932, p. 4). Naquela época, era comum a utilização de lisímetros para fins de medição do processo de transpiração, no entanto, por se tratar de um método trabalhoso e lento, sua aplicação era limitada à apenas algumas espécies menores de plantas, sendo impraticável para vegetações freatófitas arbóreas. Carecia-se de um método prático que pudesse ser aplicado diretamente no campo sob efeito de uma grande diversidade de plantas. Neste contexto, surgiu o então clássico método proposto por White (1932), em um estudo realizado na cidade Escalante, no sudoeste do estado de Utah, nos Estados Unidos.

Na época, em várias localidades, percebia-se um rebaixamento da superfície freática durante o período do dia e uma recuperação durante a noite, e que este comportamento se repetia com regularidade, geralmente no mesmo horário todos os dias, Figura 5. Naquela altura, Smith já havia relacionado estas flutuações com o consumo de água pelas plantas freatófitas e concebido a ideia de que a taxa de recuperação do nível, que ocorria durante a noite, poderia ser uma solução chave para este método (WHITE, 1932).

Ao estudar tanques experimentais e associá-los à situação em campo, White (1932) pôde visualizar em uma escala menor os processos que ocorriam no solo durante as flutuações diárias do nível freático. O autor verificou que grande parte do sistema radicular das plantas alcançava diretamente a franja capilar, com algumas alcançando, inclusive, a zona saturada. A água capilar<sup>14</sup> era consumida tanto pelas raízes das plantas, quanto pela evaporação da água, quando a capilaridade se estendia até próxima a superfície do solo. Como resultado, o equilíbrio hidrostático na franja era alterado, sendo parcialmente reabastecido pela água da zona saturada, devido à estreita conexão hidráulica existente entre as duas.

---

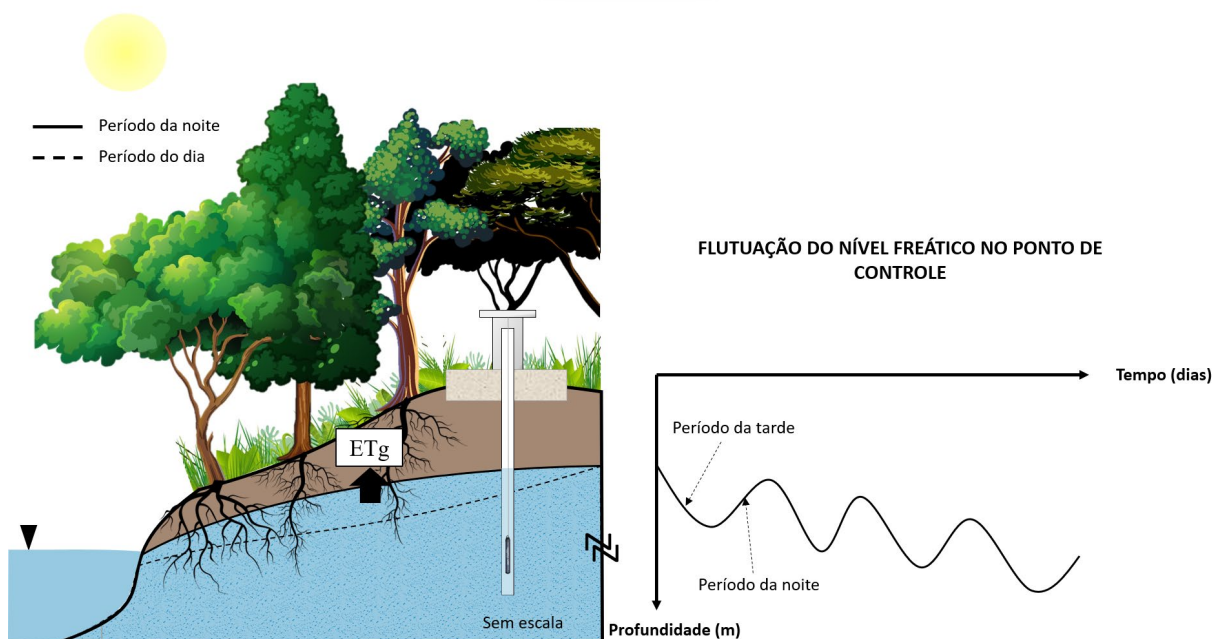
<sup>12</sup> KING, F. H. Observation and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground water o the Wisconsin Agricultural Experimente Station farm, and at WhitewaterU.S. Weather Bureau Bulletin 5. 1892. Wisconsin Adr. Exper. Sta. Ann. Repots, 1889-1893.

<sup>13</sup> Segundo White (1932), as observações foram descritas em um artigo não publicado para a Sociedade Geológica de Washington em 1922.

<sup>14</sup> Água proveniente da franja capilar.

Este fluxo ascendente da zona saturada para a não-saturada ocorre a uma velocidade superior ao fluxo de reabastecimento do aquífero por áreas vizinhas, provocando assim um rebaixamento do nível freático durante o dia. Conforme este rebaixamento aumenta, o gradiente hidráulico induzido entre área afetada e a área do entorno, também aumenta, junto ao fluxo de reabastecimento lateral. Durante a noite, quando as perdas por evaporação e transpiração são pequenas ou inexistentes, o equilíbrio hidrostático na franja capilar é reestabelecido e o nível freático volta a subir. De forma geral, o movimento ascendente ou descendente do nível piezométrico é um balanço entre a saída e entrada de água na zona saturada, sendo provocadas pelo consumo de água pelas plantas e a reabastecimento por áreas vizinhas, respectivamente.

Figura 5 – Efeito da ETg no nível freático observado em poço de monitoramento



Fonte: Autor, 2023.

Segundo White (1932) até a meia-noite, a retirada de água para reabastecer os tecidos das plantas já cessou e o equilíbrio hidrostático com a franja capilar já foi quase completamente reestabelecido. Se a evaporação e transpiração forem consideradas igual a zero durante este período, a taxa de ascensão do nível freático é representativa do fluxo de reabastecimento lateral médio para todo o período de 24 horas ( $r_h$ ). A partir destas considerações, a quantidade total de água consumida por evapotranspiração pode ser obtida por meio da equação 3.1 a seguir:

$$ETg = S_y (24 r_h \pm \Delta s) \quad (3.1)$$

Onde  $S_y$  representa o rendimento específico<sup>15</sup>, o  $r_h$  a taxa média horária de elevação do nível de água no poço de monitoramento entre 0h e 4h e o  $\Delta s$  a diferença no armazenamento observado em um intervalo de 24 horas.

O método de White (1932) considera então um valor médio de fluxo lateral como sendo representativo para todo o período de 24 horas. Além disso, se outra componente interferir na flutuação do nível, como por exemplo recarga direta, a equação deixa de ser válida.

A grande maioria dos métodos que utilizam a flutuação diária do nível freático para estimar a ETg, partem do mesmo princípio de balanço entre entrada e saída de água na zona saturada, com algumas divergências na maneira de representar os fluxos de contribuição lateral ( $r_h$ ).

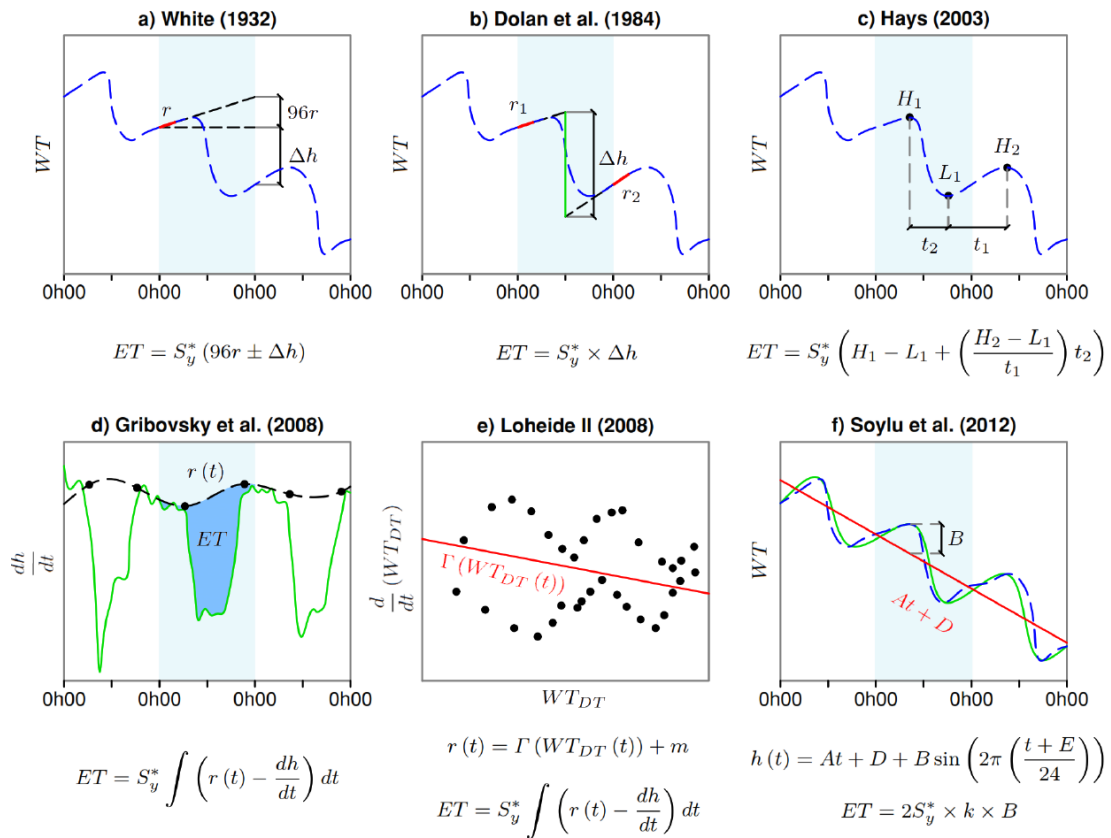
### 3.3 Métodos baseados na flutuação diária do nível freático

Na literatura, existem diversos métodos disponíveis para a estimativa da ETg (WHITE, 1932; DOLAN, 1984; HAYS, 2003; GRIBOVSKI et al., 2008; LOHEIDE, 2008; SOYLU, 2012; YIN et al., 2013; WANG et al., 2019). A grande maioria parte do mesmo princípio de balanço entre entrada e saída de água na zona saturada, com algumas divergências na maneira de representar os fluxos de recarga ( $r_h$ ). O método de White (1932), por exemplo, adota um valor médio constante para todo o período do dia, enquanto outros métodos, como o proposto por Gribovski et al. (2008) e Loheide (2008), utilizam taxas variáveis que dependem do gradiente hidráulico entre a zona ripária e as áreas vizinhas.

---

<sup>15</sup> O rendimento específico é uma propriedade físico-hídrica do sistema solo-aquífero que traduz as mudanças no armazenamento em termos de volume efetivamente drenado. Este parâmetro é importante no estudo do escoamento em meios porosos, onde o movimento da água é limitado pela presença, distribuição e conexão entre os macroporos existentes. No tópico de fontes de incertezas (3.4), este parâmetro será discutido em maior profundidade.

Figura 6 – Diferentes abordagens para estimativa da ETg com base na flutuação diária do nível freático



Fonte: Fahle e Dietrich (2014) adaptado por Carvajalino (2019)

De forma geral, os métodos apresentam grande simplicidade e necessitam somente do rendimento específico e de dados contínuos de nível freático, não sendo necessária a preocupação com a representação de processos físicos na zona não-saturada, ou com a heterogeneidade da comunidade ripária existente. As flutuações diárias já refletem o ritmo de consumo combinado de uma grande diversidade de plantas existente no campo, não estando restritas a um grupo particular (LOHEIDE, 2008). Na Bacia do Ribeirão da Onça, município de Brotas/SP, área de estudo desta pesquisa, Ponton (2017) e Carvajalino (2019) verificaram-se que os métodos propostos por Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008) foram os que mais adequaram. Por este motivo serão utilizados no presente trabalho para a avaliação da influência do rendimento específico e compensação barométrica nas estimativas de ETg.



### 3.3.1 Método de Gribovszki et al. (2008)

Segundo Gribovszki et al. (2008), a suposição de um fluxo lateral constante ao longo do dia dificilmente se concretiza na prática. Os gradientes hidráulicos existentes entre a zona ripária, afetada pela evapotranspiração, e as áreas do entorno, tendem a variar conforme a flutuação do nível freático, assumindo que esta última não sofre influência da vegetação. Durante períodos com intenso consumo de água subterrânea, o gradiente hidráulico aumenta, permitindo um reabastecimento mais eficiente da área afetada. O contrário também ocorre, onde o fluxo lateral tende a ser menor em períodos com menor atividade das plantas.

Ainda segundo os autores, a taxa lateral média estimada pelo método original, pode não ser representativa para todo o período do dia, na madrugada, quando o fluxo é calculado, o gradiente hidráulico está próximo do seu valor mínimo, podendo resultar na subestimação dos valores de evapotranspiração<sup>16</sup> para períodos com maiores fluxos. A divergência aumenta em locais com maior dinâmica da água subterrânea, onde as amplitudes são ainda mais acentuadas. Por outro lado, em locais onde a flutuação do nível é mais contida, as taxas médias não afetam de forma significativa às estimativas de ET<sub>g</sub>, levando a obtenção de valores mais confiáveis pelo método de White (1932).

Como forma de contornar esta fragilidade, Gribovszki et al. (2008) propuseram uma adaptação do método original sob duas novas abordagens. A primeira, mais empírica, consiste na obtenção de taxas laterais variáveis ao longo do dia, ainda com base na flutuação diária do nível freático. Ao passo que a segunda, considera uma aproximação hidráulica do processo, utilizando-se da equação de Darcy e da aproximação de Dupuit. O método foi desenvolvido em uma bacia experimental com área de 6 km<sup>2</sup>, localizada na Hungria, sob influência de clima sub-alpino e vegetação ripária dominada por amieiros com altura média de 15 metros. O aquífero local apresentou profundidades entre 60 a 90 centímetros durante o período seco.

---

<sup>16</sup> Gribovszki et al. (2008) encontraram, a partir do novo método, valores de ET<sub>g</sub> 19 a 68% superiores ao método de White (1932).

### 3.3.1.1 Abordagem empírica

Para a obtenção de valores de taxa de reabastecimento lateral sub-diários, os autores propuseram a utilização de uma interpolação polinomial *spline* de taxas conhecidas, como a máxima e a mínima. Para isto, são necessárias algumas suposições, como:

a) a maior variação observada no nível freático para o dia em análise, é aproximadamente igual à taxa de reabastecimento lateral máxima para o mesmo período;

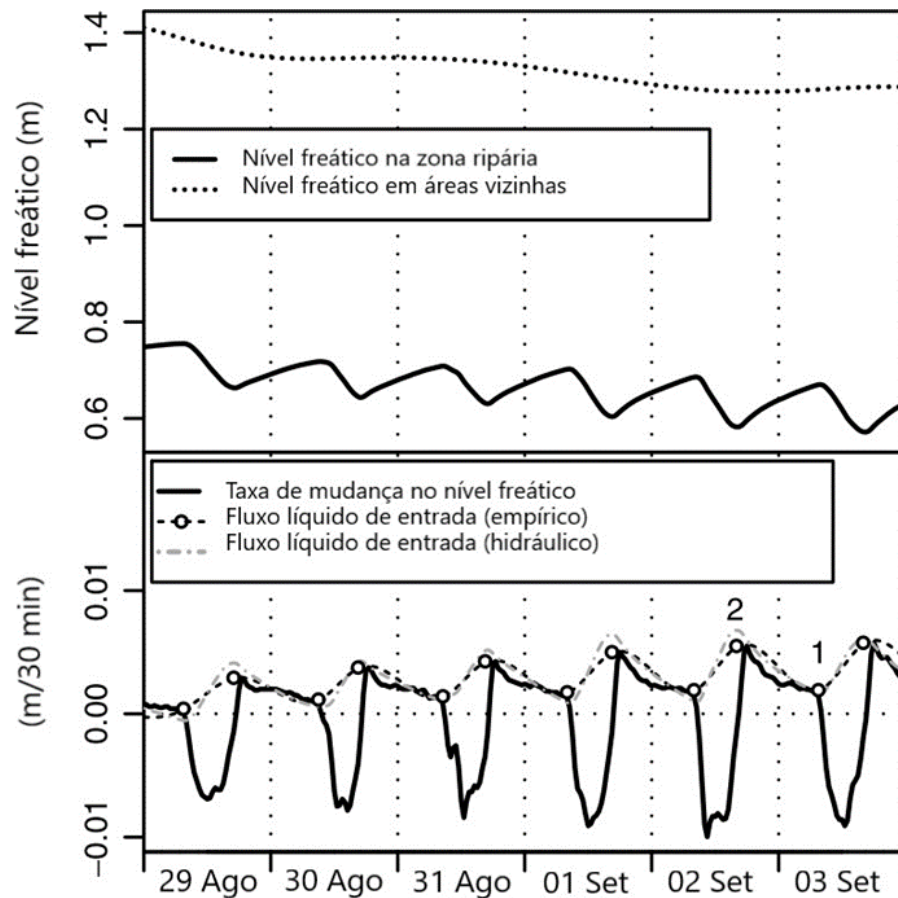
b) a taxa de reabastecimento lateral mínima é equivalente à média aritmética das variações no nível freático entre 0h e 6h da manhã.

Segundo os autores, a média é necessária a fim de minimizar os erros de medição quando as mudanças são pequenas. Em seguida, as taxas mínima e máxima são atribuídas às suas respectivas posições temporais, onde ocorreram os valores mínimo e máximo do nível freático, para a realização da interpolação, Figura 7.

Ainda segundo os autores, o resultado empírico máximo da taxa de reabastecimento lateral é, de certa forma, menor que o seu valor correspondente real. Isso se deve ao fato de a evapotranspiração ser negligenciada nos cálculos, enquanto que a taxa mínima mínimo, por outro lado, tende a ser superior ao valor mínimo real, devido ao uso da média e às evidências observadas pelos próprios autores.

Esta abordagem tende a produzir valores de ET superiores aos obtidos pelo método de White (1932), e a diferença entre os métodos tende a aumentar à medida que a flutuação do nível freático é mais intensa. Apesar de ser mais simplificada, produz bons resultados e é recomendada em locais onde os parâmetros da versão hidráulica são desconhecidos, como é o caso da área de estudo no Ribeirão da Onça.

Figura 7 – Representação da obtenção do fluxo de reabastecimento lateral de pelas abordagens empírica e hidráulica



Fonte: Adaptado de Gribovszki et al. (2008).

### 3.3.1.2 Aproximação hidráulica

Na abordagem hidráulica, Gribovszki et al. (2008) definiram o fluxo líquido lateral,  $r_h$  (que reabastece a zona ripária), como sendo a resultante da diferença entre o fluxo de entrada,  $r_e$ , e o fluxo de saída,  $r_s$ . Para a determinação destes fluxos, são definidos três pontos de controle. O primeiro ponto representa a área adjacente à zona ripária, suficientemente distante do rio de modo que não sofra interferência da vegetação freatófita e não apresente, portanto, a flutuação diária aparente no nível freático. O segundo ponto de controle representa a zona ripária monitorada, onde está localizado o poço. E, finalmente, o terceiro ponto representa o curso d'água.

O fluxo de entrada é estimado com base no gradiente hidráulico entre a área vizinha e a zona ripária. Por sua vez, o fluxo de saída é estimado com base no gradiente hidráulico entre esta última e o curso d'água, como é representado na equação (3.2) a seguir.

$$r_h = r_e - r_s - \frac{k_s(H_R^2 - h^2)}{2d_1(L_R - l)} - \frac{k(h^2 - h_o^2)}{2d_1l} \quad (3.2)$$

Em que:  $k_s$  ( $LT^{-1}$ ), é a condutividade hidráulica saturada do sistema solo-aquífero,  $H_R$  (L) é a elevação do nível da água subterrânea na área vizinha a uma distância  $L_R$  (L) do curso d'água,  $l$  (L) é a distância da zona ripária em relação ao curso d'água,  $h_o$  (L) é a elevação do nível de água no curso d'água,  $d_1$  (L) é a distância unitária ao longo do rio. Os valores de  $H_R$ ,  $h$  e  $h_o$  são relativos à uma camada horizontal impermeável hipotética, não necessariamente na elevação do leito do rio. Além disso, a equação é válida onde o fluxo é predominantemente horizontal.

Os valores de  $k_s$ ,  $h$  e  $l$  usualmente podem ser obtidos por meio de medições em campo, enquanto que os valores de  $H_R$  e  $L_R$  precisam ser estimados, no caso da existência de somente um poço na zona ripária. A distância  $L_R$  usualmente é determinada pela largura da zona ripária, enquanto os valores de  $H_R$  podem ser obtidos pela equação (3.3), no período da alvorada, quando a taxa de ET está próxima de zero.

$$H_R = \sqrt{2(L_R - l) \left( \frac{S_y d_1}{k_s} \frac{dh}{dy} + \frac{h^2 - h_o^2}{2l} \right) + h^2} \quad (3.3)$$

Para a obtenção de valores intermediários de  $H$ , deve-se realizar uma interpolação spline, similar à abordagem empírica. Os valores de  $r_h$  ao longo do dia são obtidos por meio da equação (3.3) e dos valores interpolados de  $H_R$ . Na Figura 7 é possível comparar graficamente os fluxos líquidos obtidos pelas duas aproximações.

Segundo Gribovszki et al. (2008), enquanto a aproximação empírica tende a apresentar maiores valores de ETg em períodos onde a flutuação do nível freático é mais evidente, a abordagem hidráulica fornece maiores estimativas nos períodos nos quais as oscilações são mais atenuadas, e de forma similar à abordagem empírica, produziu valores de ETg superiores aos obtidos pelo método de White (1932). Ainda segundo os autores, esta versão apresentou estimativas mais confiáveis devido à similaridade entre a curva de ET produzida pelo método com àquela derivada do método Penman-Monteith, utilizado como método de referência. Além disso, os valores de fluxo de entrada obtidos nesta versão reproduziram melhor as mudanças no nível freático ao longo do tempo.

### 3.3.1.3 Estimativa da evapotranspiração

A evapotranspiração, por fim, pode ser estimada por meio da equação (3.4), onde o  $r_h$  é obtido segundo as abordagens empírica ou hidráulica, dependendo da disponibilidade de informações.

$$ET = r_h - S_y \frac{dh}{dt} \quad (3.4)$$

A confiabilidade do método depende fortemente dos valores de rendimento específico e condutividade hidráulica saturada, tornando-se, segundo os autores, decisivos na obtenção de estimativas confiáveis de ETg. No presente trabalho, será utilizada a abordagem empírica do método, sendo necessária para isto a determinação do rendimento específico transiente no sistema solo-aquífero na zona ripária.

### 3.3.2 Método de Loheide II (2008)

De forma similar à Gribovski et al. (2008), Loheide (2008) também propôs uma nova abordagem em relação a estimativa dos fluxos de reabastecimento lateral, sob a mesma perspectiva de reabastecimento variável e dependente do gradiente hidráulico entre a zona ripária e a área do entorno. O autor assumiu que durante um curto período de tempo, entre 1 a 2 dias, a carga hidráulica nas áreas do entorno seria praticamente constante. Isso resulta em um fluxo que depende somente da posição do nível freático na zona ripária. Segundo Loheide (2008) esta relação poderia ser obtida durante períodos onde a ET seria desprezível ou iguais a zero na zona ripária, de forma análoga ao método de White (1932).

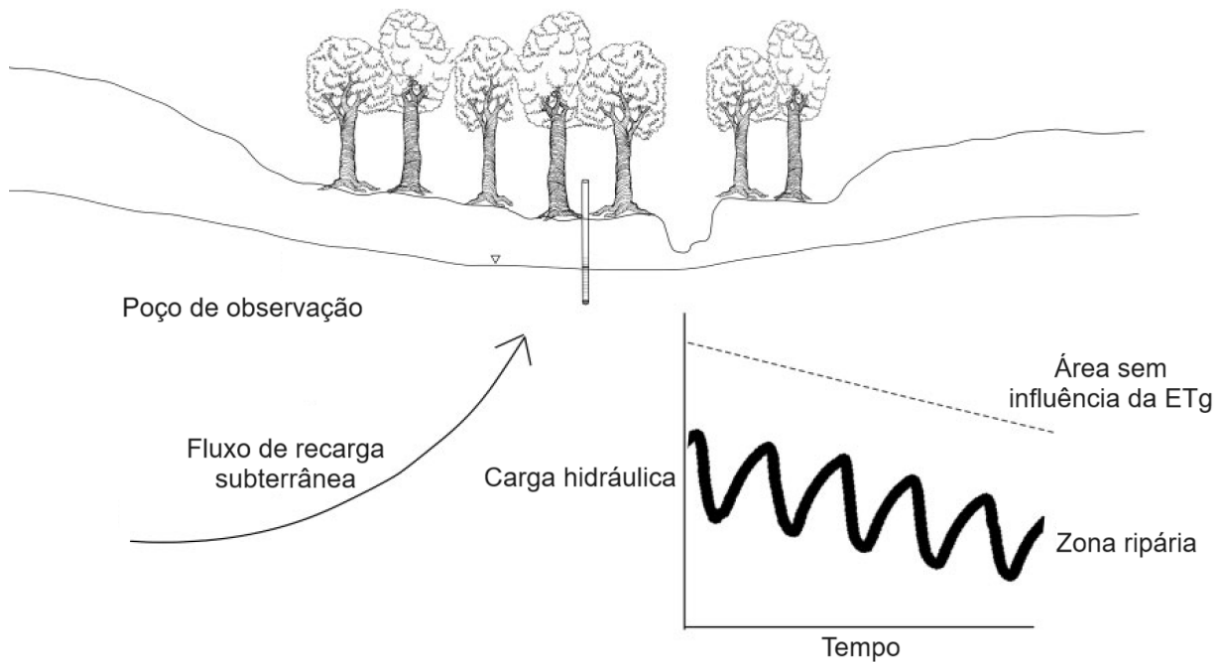
$$r(WT) = S_y \frac{dWT}{dt} \quad (3.5)$$

Na equação 3.6,  $r(WT)$  é uma função que determina o fluxo lateral induzido em função da taxa de variação do nível freático (WT), obtida a partir de dados observados entre 0h e 6h da manhã, sendo linear durante um curto período de tempo.

No entanto, seguindo as evidências apresentadas por Butler et al. (2007), o nível freático em áreas vizinhas não se mantém constante ao longo do tempo, mas

segue uma tendência de declínio a longo-prazo, fruto das mudanças no armazenamento do aquífero devido aos fluxos de saída e ausência de eventos de recarga na bacia, como indicado na Figura 8.

Figura 8 – Esquemática da flutuação do nível freático na zona ripária



Fonte: Adaptado de Loheide (2008).

\*O termo “carga hidráulica” foi mantido em coerência com a figura original

Para a parametrização do fluxo de reabastecimento lateral em função dos dados de nível freático, primeiro se faz necessária a correção dos dados brutos. Esta correção é feita partir de uma regressão linear equação (3.6), assumindo que a zona ripária e as áreas do entorno seguem uma mesma tendência global de declínio, seguida da remoção desta tendência dos dados de nível equação (3.7). Na Figura 9 são apresentadas estas etapas onde a) apresenta os dados brutos e b) os dados com tendência removida.

$$y(t) = m \cdot t + b \quad (3.6)$$

$$WT_{DT}(t) = WT(t) - m \cdot t - b \quad (3.7)$$

Na equação de regressão linear, o valor de  $m$  é o coeficiente angular da linha de tendência e  $b$  é coeficiente linear.  $WT_{DT}(t)$  é o nível freático no tempo, com a tendência removida e  $WT(t)$  é o valor observado em campo no tempo  $t$ . Após a remoção da tendência, pode-se obter a relação  $dWT_{DT}/dt$  como uma função da profundidade do nível freático com a tendência removida para os períodos onde a ETg é próxima de zero (3.8).

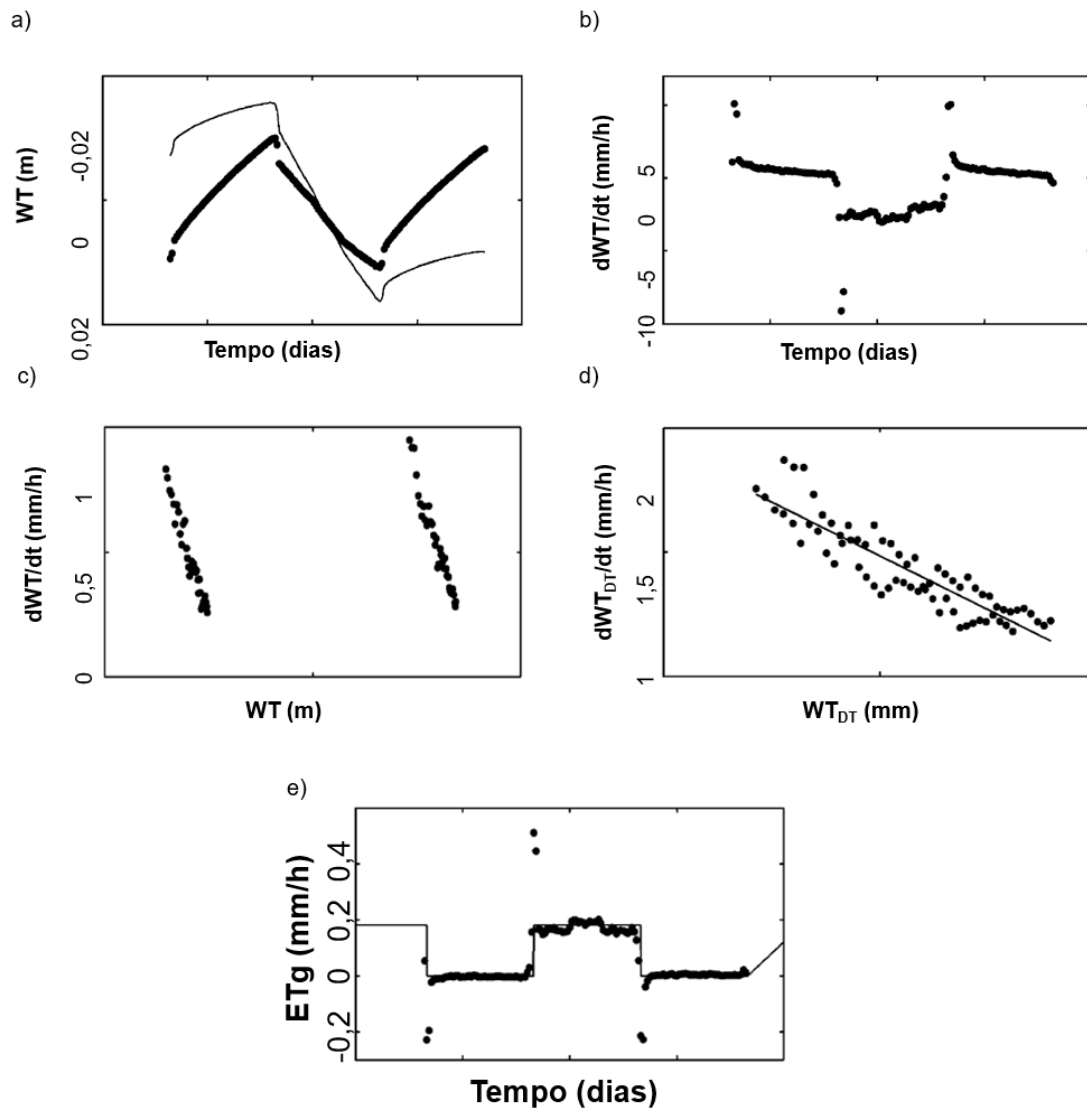
$$\Gamma(WT_{DT}) = \frac{dWT_{DT}}{dt} \quad (3.8)$$

$\Gamma(WT_{DT})$  então é obtido por meio de uma regressão linear entre as variáveis  $dWT_{DT}/dt$  e  $WT_{DT}$  entre meia-noite e seis horas da manhã. O fluxo de reabastecimento lateral e a evapotranspiração são calculados por meio das equações (3.9) e (3.10), respectivamente:

$$r(t) = S_y[\Gamma(WT_{DT}) + m] \quad (3.9)$$

$$ET(t) = r(t) - S_y\left(\frac{dWT}{dt}\right) \quad (3.10)$$

Figura 9 – Passo-a-passo para o processamento dos dados para o método proposto por Loheide (2008)



Fonte: Loheide (2008). a) Dados brutos (representado pelas linhas mais finas) e dados com tendência removida (representado pelas linhas mais grossas); b) Taxa de variação do nível freático ao longo do tempo; c) Taxa de variação e seu comportamento com a flutuação do nível freático; d) Taxa de variação sem tendência e seu comportamento em relação ao nível freático sem tendência; e)  $ETg$  para o período de tempo considerado.



### 3.4 Fontes de incertezas

#### 3.4.1 Rendimento específico

O rendimento específico é uma propriedade físico-hídrica do sistema do solo-aquífero<sup>17</sup> essencial nos estudos que envolvem águas subterrâneas. O seu valor expressa o volume de água que será efetivamente drenado por gravidade em uma área unitária do aquífero, quando se varia uma unidade no nível. Por exemplo, se um volume de 3 cm<sup>3</sup> for drenado por gravidade em um aquífero livre unitário (área de 1 cm<sup>2</sup>) e provocar um rebaixamento de 30 cm, o rendimento específico será de 0,10 cm<sup>3</sup>.cm<sup>-2</sup>.cm<sup>-1</sup> ou 10%. Dessa forma, a cada variação de 1 cm em uma área unitária, será produzido 0,10 cm<sup>3</sup> de água. O cálculo foi realizado como mostra a equação 3.12:

$$S_y = \frac{Va}{A.\Delta h} = \frac{3 \text{ cm}^3}{1 \text{ cm}^2.30 \text{ cm}} = 0,10 \frac{\text{cm}^3}{\text{cm}^3} \text{ ou } 10\% \quad (3.12)$$

Onde o  $S_y$  é o rendimento específico (L<sup>3</sup>.L<sup>-3</sup>),  $Va$  é o volume de água drenado por gravidade (L<sup>3</sup>),  $A$  é a área unitária drenada (L<sup>2</sup>) e  $\Delta h$  é a variação na lâmina d'água (L). Outra forma de representa-lo é por meio da equação 3.13, onde  $\eta$  é a porosidade total (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>) e  $S_r$  é o conteúdo volumétrico residual de água (cm<sup>3</sup>.cm<sup>-3</sup>), sendo conhecido também como retenção específica. De forma geral, o rendimento específico está atrelado à macroporosidade, enquanto a retenção específica à microporosidade.

$$S_y = \eta - S_r \quad (3.13)$$

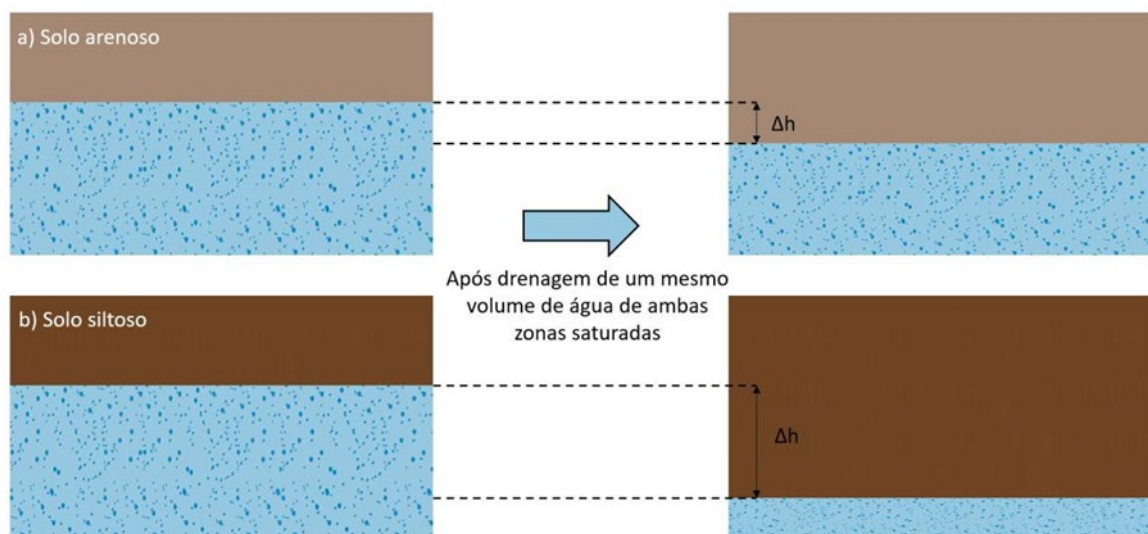
Apesar de usualmente ser definido como um parâmetro constante, na prática o seu valor depende de diversos fatores como: profundidade do nível freático em aquíferos rasos; tempo de drenagem da água do solo na camada não-saturada imediatamente acima da superfície freática; condição de umidade antecedente e; atividade das plantas (GRIBOVSKI, 2018; LOHEIDE et al., 2005; NACHABE, 2002). Assumir um valor constante implica também em assumir uma drenagem instantânea da água na zona não-saturada, especialmente aquela contida na franja capilar, o que não ocorre em áreas onde o aquífero é raso (GRIBOVSKI, 2018; NACHABE, 2002).

<sup>17</sup> Aquíferos livres ou não-confinados.

Esta natureza transiente é discutida no trabalho de Nachabe (2002) e é particularmente importante para estudos em locais com rápida oscilação do nível freático.

Nos estudos que envolvem estimativas da evapotranspiração com base na flutuação diária do nível freático, o rendimento específico é uma peça-chave para a obtenção de resultados confiáveis (GRIBOVSKZI et al., 2008). Ele atua como uma espécie de fator de conversão entre as variações do nível e os volumes efetivamente drenados na zona saturada. No exemplo dos aquíferos fictícios representados na Figura 10, é possível verificar que o solo arenoso apresentou um menor rebaixamento em comparação ao solo siltoso; isto ocorre devido à maior macroporosidade associada à solos com este tipo de granulometria e, conseqüentemente, ao maior volume de vazios disponíveis para o armazenamento e movimentação da água, que se reflete no valor de rendimento específico.

Figura 10 – Representação da variação do nível freático em materiais com diferentes rendimentos específicos



Fonte: Autor, 2021.

Supondo que o  $S_y$  do solo arenoso seja de 25% e do solo siltoso seja de 10% em uma amostra com  $1 \text{ cm}^2$  de área, e que seja drenado de ambos um volume de  $1,5 \text{ cm}^3$ , causando um rebaixamento no primeiro, Figura 10-a), de 6 cm, e no segundo, Figura 10-b), de 15 cm. Nota-se que a flutuação no solo siltoso foi mais de duas vezes maior em relação ao arenoso, apesar da mesma quantidade de água extraída. Isto nos levaria a pensar, erroneamente, que a quantidade de água drenada no primeiro

foi maior que no segundo. De forma análoga aos processos naturais, este volume poderia representar qualquer um dos fluxos subterrâneos na zona saturada, como a própria evapotranspiração da água subterrânea ou então recarga direta. Por este motivo, o seu conhecimento preciso é essencial nos estudos envolvendo águas subterrâneas, evitando a superestimação ou subestimação destes fluxos.

Segundo Nachabe (2002), na prática a aplicação do rendimento específico está sujeita a três grandes restrições e que nem sempre são levadas em consideração. A primeira diz respeito à linearidade na resposta do aquífero, ou seja, que o  $S_y$  é um parâmetro constante apenas se o volume de água produzido for linearmente proporcional a flutuação do nível. Ainda segundo o autor, esta linearidade não se sustenta em ambientes com superfície freática rasa, podendo ser substancialmente menor devido à franja capilar. Para contabilizar a dependência do rendimento específico com a profundidade, Duke (1972) propôs a seguinte expressão:

$$S_y = (\eta - S_r) \left[ 1 - \left( \frac{ha}{d} \right)^{\lambda_{BC}} \right] \quad (3.14)$$

Onde  $\lambda_{BC}$  e  $ha$  são o índice de distribuição do tamanho dos poros e a pressão de entrada de ar no solo (pressão de borbulhamento) do modelo de Brooks e Corey (1964) e  $d$  é a profundidade da superfície freática. Segundo Nachabe (2002), a equação 3.14 somente é válida quando as flutuações são pequenas comparadas com a profundidade do nível de água.

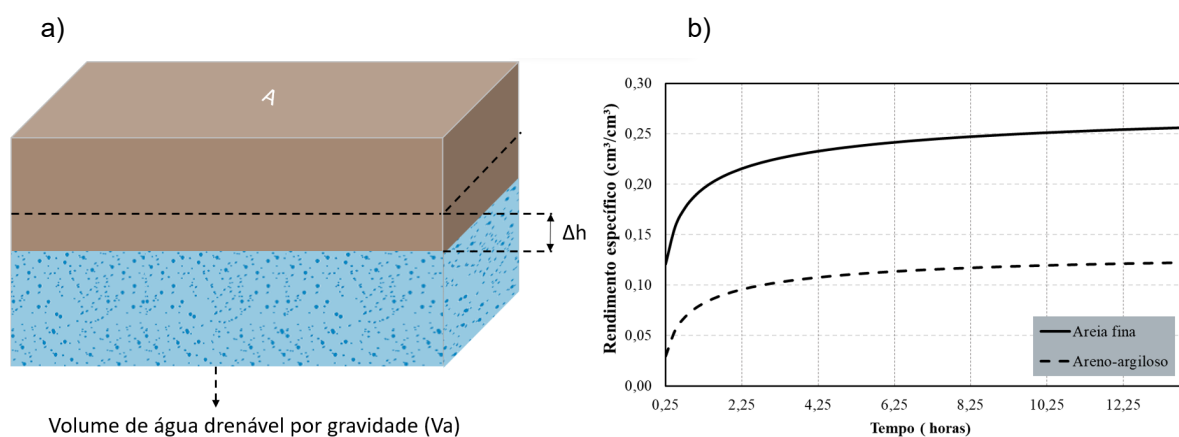
A segunda restrição está na natureza transiente da liberação de água de um perfil não-saturado acima da superfície freática. Segundo o autor, em algumas situações o nível freático pode apresentar flutuações rápidas que não são acompanhadas pela drenagem da água no solo. Esta, por sua vez, é liberada gradualmente a taxas que dependem da profundidade do nível d'água e das propriedades hidráulicas do solo (NACHABE, 2002). Na Figura 11-b) é apresentada a evolução do rendimento específico conforme o tempo de drenagem aumenta. Nela é possível verificar que após determinado intervalo de tempo, o  $S_y$  passa a ser constante, mas que nem sempre este tempo é obedecido em campo.

Nas zonas ripárias, por exemplo, além do nível freático ser raso, as oscilações ocorrem em intervalos curtos. Tais intervalos podem ser inferiores ao tempo necessário para a completa drenagem do perfil não-saturado do solo, que por sua vez,

provoca uma redução nos valores de rendimento específico, afetando as estimativas de ET.

A terceira e última limitação da aplicação do rendimento específico está relacionada ao sentido do movimento da superfície freática. Segundo Nachabe (2002), o rendimento específico obtido durante a subida do nível pode ser menor que aquele durante a drenagem. Isto ocorre em função do aprisionamento do ar durante o processo de subida, fazendo com que um mesmo volume de água resulte em variações diferentes.

Figura 11 – Natureza transiente do rendimento específico



Fonte: Adaptado de Nachabe (2002).

Considerando as restrições apresentadas, o valor constante do rendimento específico não se aplicaria às condições da zona ripária, sendo necessária a avaliação do seu valor transiente. Para o presente trabalho, utilizou-se a abordagem proposta por Nachabe (2002), cuja expressão captura a dependência temporal e espacial deste parâmetro.

### 3.4.2 Rendimento específico transiente

A expressão analítica proposta por Nachabe (2002) permite a determinação do rendimento específico transiente por meio de dados de profundidade do nível freático, tempo de drenagem e das características físico-hídricas do sistema solo-aquífero. Os parâmetros de entrada podem ser facilmente obtidos por meio da curva de retenção de água no solo cuja construção depende da coleta e análise de amostras

indeformadas. O objetivo da equação é representar a dependência temporal do parâmetro e que pudesse ser aplicada a qualquer profundidade do nível d'água.

Para isto, o autor adotou a teoria da onda cinemática para representar a evolução do perfil de conteúdo de água no solo durante o processo de drenagem, usando também o modelo de Brooks e Corey (1964) para descrever a retenção de água (3.15 e 3.16):

$$\frac{\theta(z_i) - S_r}{\eta - S_r} = \left(\frac{h_a}{z_i}\right)^{\lambda_{BC}}, \text{ para } z_i \geq h_a \quad (3.15)$$

$$\theta(z_i) = \eta, \text{ para } z_i < h_a \quad (3.16)$$

Em que  $\theta(z_i)$  representa o conteúdo de água na elevação  $z_i$  acima do nível inicial;  $\theta_r$  é o conteúdo volumétrico residual de água ( $L^3.L^{-3}$ ),  $\eta$  é a porosidade total ( $L^3.L^{-3}$ );  $\lambda$  é o índice de distribuição do tamanho dos poros;  $h_a$  é pressão de entrada de ar no solo (L);

Na Figura 12 o poço de observação fictício registra uma oscilação no nível freático, rebaixando de uma posição inicial  $d_1$  para  $d_2$ , cuja variação é dada por  $\Delta d = d_2 - d_1$ . Nela, a pouca profundidade do nível freático permite a conexão hidráulica entre a água do solo e da zona saturada, que é representada pelo perfil de umidade (curva 1) que está inicialmente em equilíbrio. Após o rebaixamento, este equilíbrio é alterado provocando uma drenagem gradual da água do solo para a zona saturada, fazendo com que o perfil de umidade se desloque à nova condição de equilíbrio (curva 2).

A evolução no tempo do conteúdo de água ao longo do perfil do solo durante a drenagem é representada por meio de um processo de propagação de ondas, composta essencialmente por dois segmentos. Em qualquer tempo  $t$ , após o início da drenagem, o primeiro segmento pode ser calculado a partir da equação 3.17:

$$\theta_b = \frac{\theta_b - S_r}{\eta - S_r} = \left(\frac{\Delta d \cdot (\eta - S_r)}{n \cdot k_s}\right)^{\frac{1}{n-1}} t^{\frac{1}{1-n}} \quad (3.17)$$

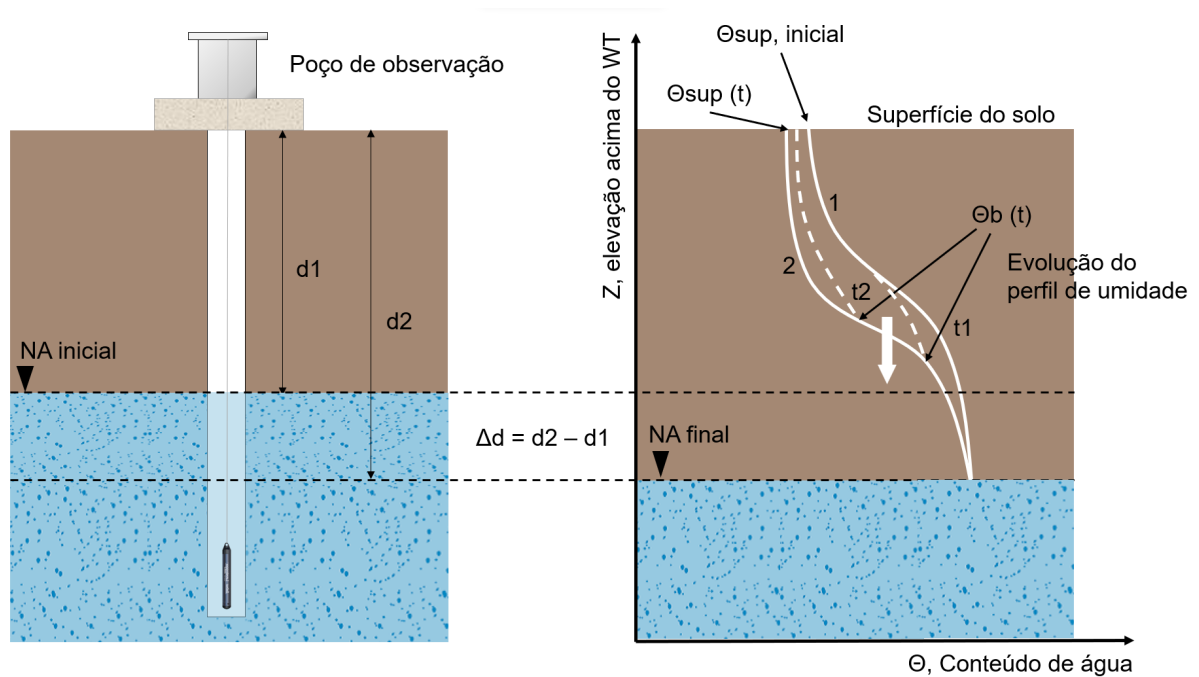
$$n = \frac{2+3\lambda_{BC}}{\lambda_{BC}} \quad (3.18)$$

Em que:  $\Theta_b$  é o conteúdo de água normalizado no tempo  $t$ ,  $k_s$  é a condutividade hidráulica saturada ( $L.T^{-1}$ ) e  $\Delta d$  é diferença de nível ( $L$ ).

O segundo segmento compreende as ondas de umidade cuja propagação ainda não atingiu a sua posição de equilíbrio. Neste segmento, as ondas propagam da elevação inicial até a final e é obtida pela equação implícita 3.19, que também pode ser utilizada para estimar o conteúdo de água na superfície, fazendo  $z = d_2$ .

$$z = \Delta d + \frac{ha}{\frac{1}{\theta^{\lambda_{BC}}}} - \frac{n.k_s}{\eta - S_r} \theta^{n-1} t \quad (3.19)$$

Figura 12 – Representação da evolução do perfil de umidade do solo na zona saturada e por conseguinte drenagem transiente



Fonte: Adaptado de Nachabe (2002).

Por fim, o valor do rendimento específico transiente pode ser estimado por meio da equação 3.20:

$$S_y = \frac{k_s}{\Delta d} (\theta_b^n - \theta_{sura}^n) t + (\eta - S_r)(1 - \theta_b) \quad (3.20)$$

Em que:  $S_y$  é o rendimento específico transiente para o tempo de drenagem  $t$  e variação  $\Delta d$  no nível freático;  $\theta_b$  representa a evolução temporal do perfil de umidade

do solo;  $\theta_{sura}$  é o conteúdo normalizado de água na superfície do solo, que pode ser calculado por meio das equações 3.21 e 3.22:

$$\theta_{sura} = \left(\frac{ha}{d}\right)^{\lambda_{BC}} \quad (3.21)$$

$$d = \frac{d_1 + d_2}{2} \quad (3.22)$$

Em casos onde o tempo de oscilação é suficientemente longo para que a água da zona não-saturada seja drenada, o rendimento específico assume o seu valor assintótico e pode ser estimado por meio da equação 3.23:

$$S_y = \frac{(\eta - S_r)}{\Delta d} \left\{ \Delta d + \frac{h_a}{1 - \lambda_{BC}} \left[ \left(\frac{ha}{d_1}\right)^{\lambda_{BC}-1} - \left(\frac{ha}{d_2}\right)^{\lambda_{BC}-1} \right] \right\} \quad (3.23)$$

Segundo Nachabe (2002) o método possui duas limitações importantes. A primeira consiste na suposição de que o perfil de conteúdo de água inicial se encontra em equilíbrio estático, o que pode não acontecer na prática em campo. Portanto, é possível que o conteúdo de água real possa apresentar certa diferença com o esperado na condição de equilíbrio. A segunda limitação está na aplicação somente para o processo de drenagem. Segundo o autor, durante a subida do nível, as propriedades do solo precisam ser modificadas para histereses e considerar o encapsulamento de ar. Isto é necessário devido à redução do rendimento específico causado pela prisão de ar no solo, o que leva a uma maior variação do nível na recarga em comparação com o processo de drenagem, para o mesmo volume de água.

No estudo de ETg realizado por Ponton (2017) na bacia do Ribeirão da Onça, em Brotas/SP, o autor propôs a utilização de um valor médio de rendimento específico transiente associado a um tempo de drenagem de 6 horas<sup>18</sup>. O valor foi obtido experimentalmente através da adaptação do ensaio de tensão de água<sup>19</sup>, com a modernização do funil de Haines, como indicado na Figura 13.

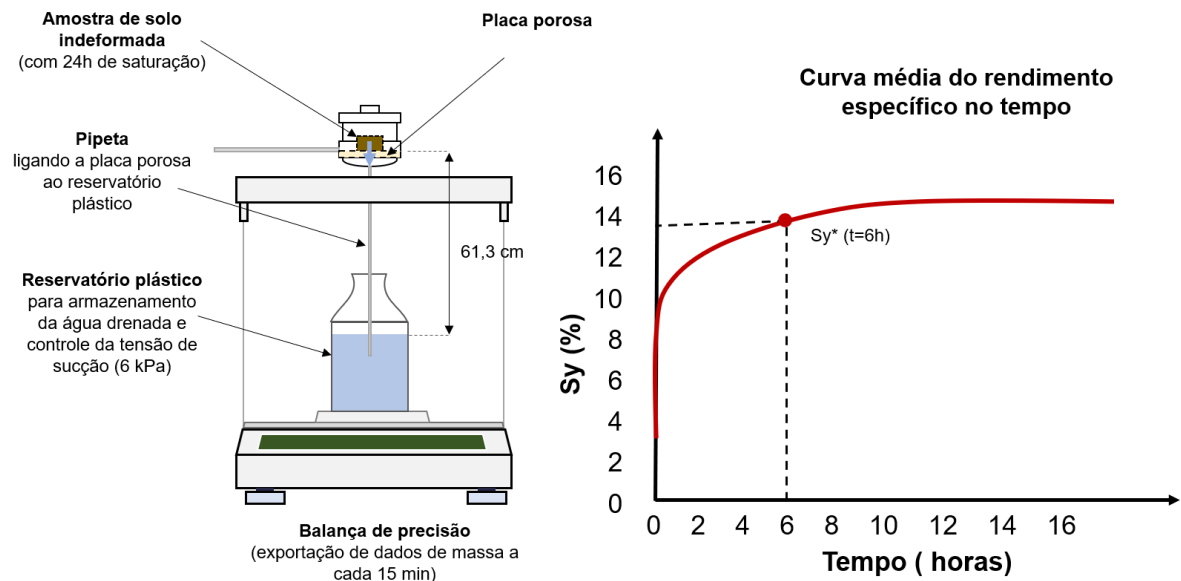
<sup>18</sup> Tempo de drenagem médio na área de estudo, segundo o autor.

<sup>19</sup> Ensaio de laboratório utilizado para a obtenção da porosidade efetiva em uma amostra de solo indeformada. Mais detalhes sobre o método em Hillel (1998), Libardi (2005).

A adaptação proposta pelo autor consistiu no acompanhamento do processo de drenagem em uma amostra indeformada de solo previamente saturada, através do uso de uma balança de precisão, que registrava continuamente a massa de água que saía até a drenagem completa. Na Figura 13 também é possível identificar o reservatório plástico utilizado tanto para o acompanhamento do volume drenado, quanto para o controle da tensão de sucção aplicada à amostra.

Após o processo completo de drenagem, a amostra de solo era novamente pesada para comparação com os dados obtidos na balança. A partir dos resultados, o autor estimou a variação dos valores de rendimento específico ao longo do tempo, como é observado na Figura 13.

Figura 13 – Adaptação do ensaio de tensão de água no solo para obtenção de valores de rendimento específico transiente através da modernização do funil de Haines proposta por Ponton (2017)



Fonte: Autor, 2023.

Ponton (2017) assumiu como rendimento específico transiente o valor associado a um tempo de drenagem de 6 horas, como indicado na Figura 13. Na Tabela 1, é possível verificar que após seis horas o parâmetro já atingia, em média, 94% do seu valor final, indicando que grande parte da água na amostra era rapidamente drenada nas primeiras horas de ensaio.



Tabela 1 – Valores de rendimento específico transiente obtidos por Ponton (2017) para Bacia do Ribeirão da Onça

	PM-27	PM=28	PM-29	PM-16
$S_y^*$ (td=6h)	13,90 ± 0,31	18,35 ± 0,02	11,20 ± 0,10	12,73 ± 0,24
$S_y^*/S_y$	0,92	0,96	0,93	0,97

Fonte: Adaptado de Ponton (2017).

No entanto, deve-se ressaltar que o ensaio não considera os efeitos da drenagem da água da zona não-saturada para a saturada, resultante da conexão hidráulica e equilíbrio hidrostático existente entre as duas. Além disso, o tempo entre as flutuações do nível freático também pode ser alterado conforme o poço avaliado, podendo ser diferente de seis horas.

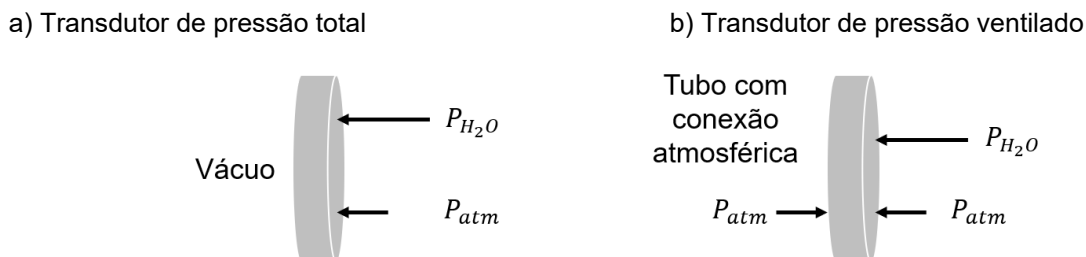
### 3.4.3 Compensação barométrica

Os estudos que envolvem a medição e interpretação das flutuações subdiárias do nível d'água em poços de monitoramento ou em estações fluviométricas<sup>20</sup>, exigem a utilização de dispositivos altamente precisos capazes de detectar e registrar estas variações de forma adequada. Para isto, os transdutores de pressão são os instrumentos comumente utilizados em estudos hidrológicos voltados para o monitoramento contínuo desta variável (MOORE et al., 2016). São capazes de medir e registrá-la com a precisão e resolução temporal necessária. Estes dispositivos podem ser classificados em duas principais categorias:

- a) transdutores de pressão total ou absoluta (Figura 14-a), cujas medições englobam tanto a pressão exercida pela coluna d'água acima do sensor, quanto os efeitos da pressão atmosférica; e
- b) transdutores de pressão ventilados (Figura 14-b), dotados de um tubo que conecta a membrana interna do sensor diretamente à atmosfera, permitindo a compensação instantânea dos dados de nível.

<sup>20</sup> Flutuações exibidas em poços comunicados diretamente com o curso d'água cujas medidas são associadas a uma curva-chave; ou então a dispositivos de medição como vertedores e calhas Parshall.

Figura 14 – Representação simplificada do funcionamento das forças que atuam na membrana dos transdutores de pressão total e ventilados



Fonte: Adaptado de nota técnica de In-Situ<sup>21</sup>.

Entre as duas categorias, os transdutores de pressão total ou TPT são os mais comuns em estudos de campo (CUEVAS et al., 2010) e exigem a posterior remoção dos efeitos da pressão atmosférica dos dados absolutos. Essa remoção deve ser feita por meio de dispositivos complementares igualmente precisos, como os transdutores de pressão barométrica (TPB) (MCLAUGHLING & COHEN, 2011). A compensação então pode ser realizada conforme equação 3.24:

$$P_{H_2O} = P_{abs} - P_{atm} \quad (3.24)$$

Em que:  $P_{H_2O}$  é a pressão exercida pela coluna d'água acima do sensor, em metros de coluna d'água (mca);  $P_{abs}$  é a pressão absoluta medida pelo TPT, em mca;  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica medida pelo TPB, em mca. Na Figura 15 e Figura 16 são apresentados os transdutores de pressão da fabricante *Solinst* e a recomendação de instalação em campo, respectivamente.

Figura 15 – Transdutores de pressão total da fabricante Solinst modelo Edge 3001

a) Transdutor de pressão total – Levellogger 5 Edge 3001



b) Transdutor de pressão barométrica – Barologger 5 Edge 3001



Fonte: Solinst Canada Ltd.

<sup>21</sup> In-Situ. Tech Note: Comparing Vented and Non-vented Pressure Sensors (2019). Disponível em: <[https://in-situ.com/us/pub/media/support/documents/Absolute\\_vs\\_Gauged\\_Tech-Note.pdf](https://in-situ.com/us/pub/media/support/documents/Absolute_vs_Gauged_Tech-Note.pdf)>.

Apesar da popularidade e grande difusão entre estudos hidrológicos, a acurácia destes dispositivos vem sendo questionada por diversos estudos, no qual reportaram interferências da radiação solar (CAIN et al., 2004; LIU & HIGGINS) e variações térmicas (CUEVAS et al., 2010; MCLAUGHLING & COHEN, 2011) no comportamento do nível de água inferido. Erros em qualquer um dos instrumentos, TPT ou TPB, podem afetar a confiabilidade dos dados de nível e também nas estimativas de evapotranspiração (CUEVAS et al., 2010; MCLAUGHLING & COHEN, 2011).

McLaughlin & Cohen (2011) investigaram na Flórida/EUA, a importância do local de instalação do TPB para a confiabilidade dos dados de nível d'água compensados e sua influência nas estimativas de ET. Os autores compararam os efeitos de dois TPB instalados em locais diferentes, tendo um dos dispositivos exposto à temperatura ambiente e outro às condições térmicas similares a do transdutor de pressão total. Os autores observaram comportamentos consideravelmente distintos entre as flutuações exibidas após a compensação, como é observado na Figura 17, notando uma amplificação de até 1,5 cm na variação nos dados compensado pelo TPB exposto à temperatura ambiente. As oscilações mais acentuadas provocaram uma superestimação<sup>22</sup> de até quatro vezes nas estimativas de ET na área de estudo.

De forma similar, Cuevas et al. (2010) também observaram alterações no comportamento do nível d'água superficial associados ao posicionamento incorreto dos transdutores de pressão barométrica, indicando a necessidade de instalação destes dispositivos em condições térmicas similares à do TPT.

Na área de estudo, as investigações sobre estes efeitos se iniciaram após comportamento atípico exibido nos padrões de flutuação após compensação barométrica com diferentes TPB. Até o presente estudo, não havia sido documentado este tipo de efeito nos poços da bacia.

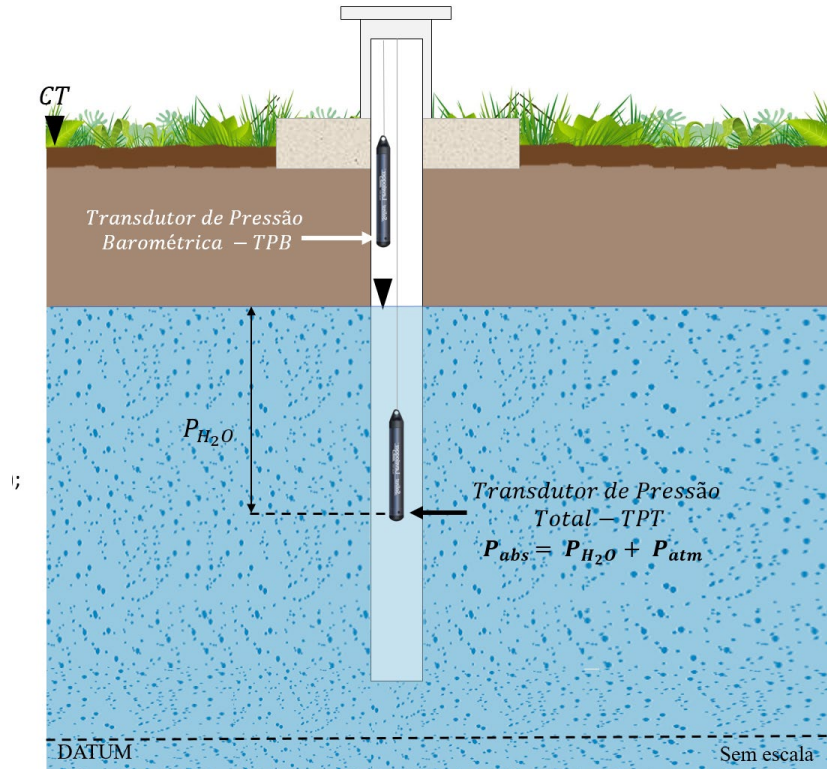
O primeiro TPB consiste em um Barologger Edge 3001 instalado em um poço de monitoramento na área de estudo, seguindo a configuração indicada na Figura 16, sendo o dispositivo mais próximo das configurações térmicas do TPT. Enquanto o segundo, consiste em um Barodiver instalado em uma estação fluviométrica localizada a menos de 2 km de distância da área estudo, estando acondicionado em

---

<sup>22</sup> Os autores utilizaram o método de White (1932) adaptado para níveis d'água superficiais ( $S_y=1$ ), comparando os resultados com a evapotranspiração potencial diária obtida pelo método de Hargreaves e Samani (1985).

uma caixa metálica situada a aproximadamente 1,5 m acima do solo, e que fica constantemente exposta ao sol.

Figura 16 – Esquema de instalação recomendada para os transdutores de pressão total e barométrica em um poço de monitoramento



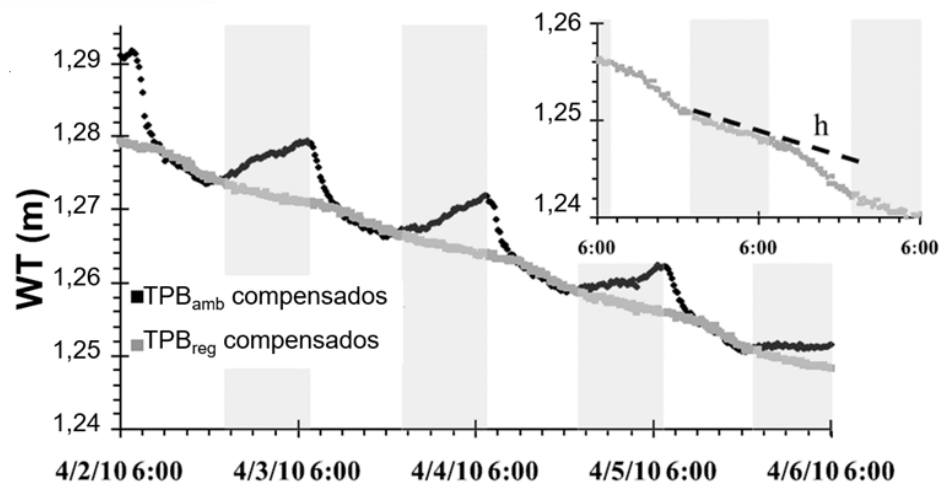
Fonte: Autor, 2023.

Na Figura 18 é possível identificar o nível piezométrico de um poço da área de estudo do presente trabalho compensado com ambos os TPB. A linha preta contínua representa os dados compensados com o TPB local ou barologger, a linha preta tracejada representa os dados compensados com o TPB externo ou barodiver, exposto à temperatura ambiente. Por fim, a linha pontilhada cinza representa os mesmos dados compensados com o barodiver, mas com o “offset” corrigido.

A partir do gráfico, é possível notar três tipos de comportamentos:

- Modificações na amplitude de flutuação do nível;
- Deslocamento vertical (*offset*) dos dados compensados pelo barodiver; e
- Alteração no comportamento do nível em relação aos picos, causando a subida durante o dia e descida durante a noite, comportamento inverso ao relatado na literatura.

Figura 17 – Dados de nível compensados com TPT exposto às condições ambientes e reguladas



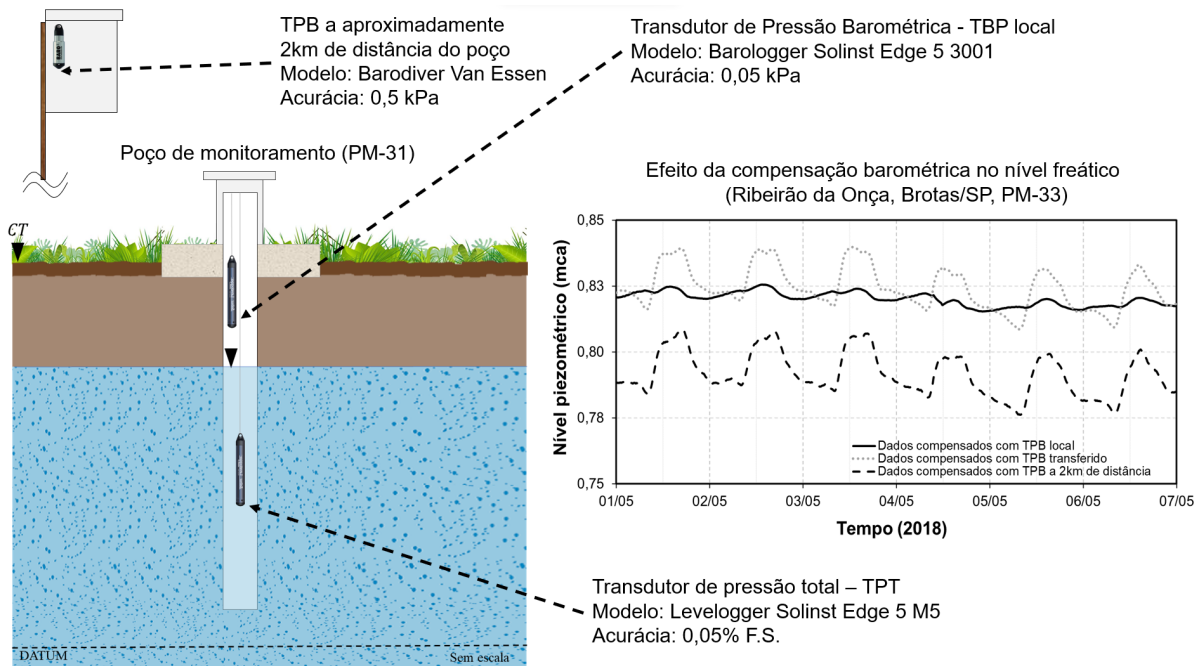
Fonte: Adaptado de McLaughlin & Cohen (2011).

Os dados de pressão atmosférica podem ser transferidos de um local para outro a partir de dados de temperatura e altitude relativa, por meio da equação 3.25, indicada pela fabricante do TPB barodiver, Schlumberger. No entanto, a correção é realizada somente a nível de deslocamento dos dados, não corrigindo os efeitos no comportamento e amplitude das oscilações. Na Figura 18 é possível verificar que os dados transferidos conservaram o comportamento dos dados originais, removendo somente o “*offset*” existente.

$$P_H = P_o \cdot e^{\left[-\frac{M \cdot g \cdot Z}{R \cdot T}\right]} \quad (3.25)$$

Em que,  $P_H$  representa a pressão atmosférica transferida para o local desejado;  $P_o$  é a pressão atmosférica na altitude de referência;  $M$  é a massa molecular do ar ( $28,8 \times 10^{-3}$  kg/mol);  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81$  m/s<sup>2</sup>);  $Z$  é o desnível em metros do ponto desejado em relação à referência;  $R$  é a constante universal dos gases ( $8,314$  J/mol/K) e  $T$  é a temperatura em Kelvin.

Figura 18 – Efeito da compensação barométrica em poço situado em zona ripária da Bacia do Ribeirão da Onça, Brotas/SP



Fonte: Autor, 2023.

Os dados de pressão atmosférica medidos pelo *barodiver* também são utilizados na compensação dos dados de fluxos nas calhas Parshall instaladas na bacia. Portanto, o estudo dos seus efeitos no comportamento dos níveis d'água é importante para a obtenção de resultados acurados e confiáveis para o monitoramento de outros componentes do ciclo hidrológico na bacia.

### 3.5 Método de Balanço de Energia – Razão de Bowen

A quantidade de água evaporada e transpirada depende de diversos fatores como: radiação solar, umidade relativa do ar, velocidade do vento, temperatura, tipo e uso do solo, tipo de vegetação (densidade, fase de crescimento, espécie), manejo e disponibilidade de água (ANA, 2020b; COLLISCHONN; DORNELLES, 2015); e para quantificar ou estimar esta quantidade existe uma grande variedade de métodos que podem ser utilizados de acordo com a disponibilidade dados, recursos, aplicabilidade técnica, objetivo do estudo, entre outros. A escala temporal e espacial também pode variar desde horária até anual, de alguns hectares até vários quilômetros quadrados; e esta grande variedade de métodos exige, muitas das vezes, estudos comparativos

que ajudam na avaliação daquele com maior aplicabilidade na área desejada. No presente trabalho, utilizou-se o método de balanço de energia – razão de Bowen como referência para as estimativas de ETg.

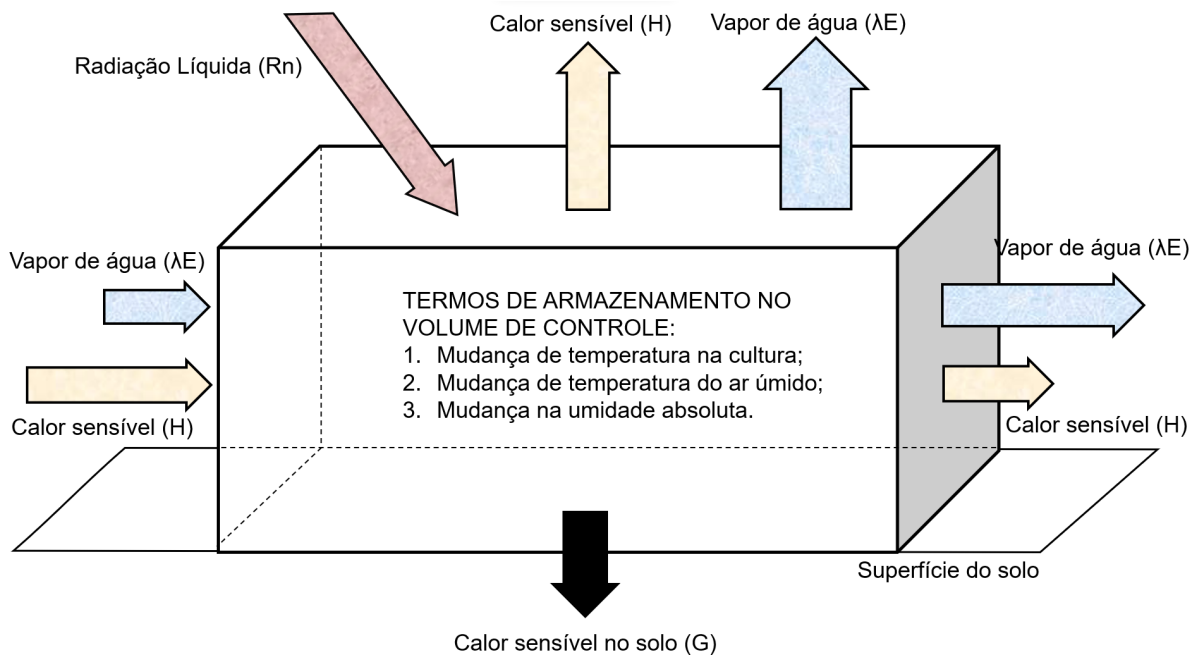
O método permite o cálculo das taxas de ET em diversas escalas por meio do particionamento da energia disponível no sistema, em fluxo de calor sensível e latente. Na Figura 19 é ilustrado o esquema completo do balanço de energia idealizado por Tanner (1960) para um volume de controle que representa uma superfície vegetada. Nele é possível identificar os principais fluxos de entrada e saída de energia, além dos componentes de armazenamento, como o calor no dossel da vegetação (P), no ar e no solo. O saldo de radiação líquida ( $R_n$ ) é o principal componente de entrada, enquanto os fluxos de calor sensível (no ar – H e no solo - G) e calor latente (no ar -  $\lambda E$ ) são os principais componentes de saída. O transporte horizontal de calor sensível e latente também são apresentados na figura, no entanto, para grandes áreas, são usualmente negligenciados na formulação final do balanço.

Na versão simplificada do balanço de energia, os termos de armazenamento no dossel da vegetação e a energia utilizada por ela no processo de fotossíntese são desprezados. Estes termos são de difícil estimativa e representam uma porcentagem muito pequena da radiação líquida. Segundo Tanner (1960), a energia armazenada por meio da fotossíntese, por exemplo, está na ordem de 1 a 2% do saldo de radiação, enquanto que o calor armazenado no dossel plantas pode variar entre 3 a 10% dependendo do porte da vegetação (SEDIYAMA & NOVA, 2013), reduzindo a equação de balanço a:

$$R_n - H - G - \lambda E = 0 \quad (3.26)$$

As unidades podem ser expressas em  $W.m^{-2}$ ,  $cal.cm^{-2}.min^{-1}$  ou  $MJ.m^{-2}.dia^{-1}$ . O esquema do balanço vertical de energia é representado na Figura 20 com os componentes da equação (3.27).

Figura 19 – Representação completa do balanço de energia em um volume de controle



Fonte: Adaptado de Tanner (1960).

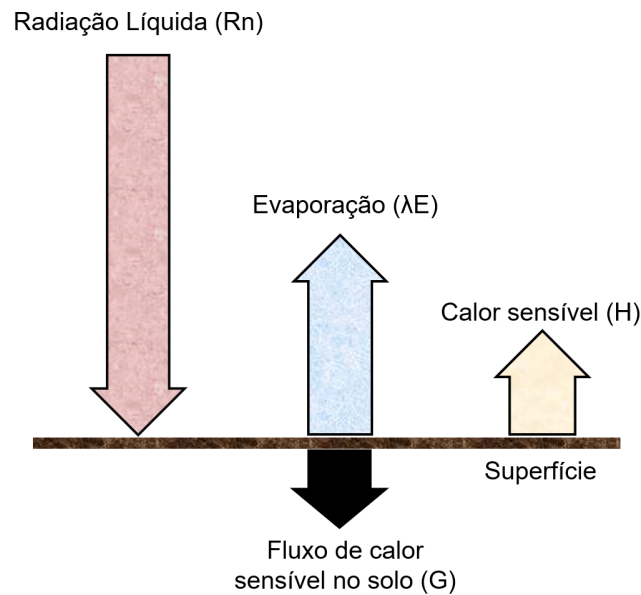
Considerando  $R_n$  como o fluxo de entrada de energia no sistema e  $G$  como o armazenamento interno, a perda de calor é representada como sendo a somatória dos fluxos de calor sensível e latente no ar,  $H$  e  $\lambda E$ , portanto a equação (3.26) pode ser rearranjada em termos de energia disponível e perdas de calor.

$$R_n - G \text{ (energia disponível)} = H + \lambda E \text{ (perda de calor)} \quad (3.27)$$

Os fluxos de radiação solar líquida ( $R_n$ ) e calor no solo ( $G$ ) podem ser obtidos por meio de um saldo radiômetro e uma placa de fluxo instalada no solo. No entanto, o grande desafio do método está na obtenção dos fluxos de calor sensível e latente no ar, devido à complexidade teórica envolvida no transporte turbulento de energia (CARVAJALINO, 2019). O método de Eddy covariance (EC) ou correlação de turbilhões é uma alternativa interessante para a medição destes fluxos, entretanto os custos envolvidos na aquisição dos sensores e instalação da torre de fluxo são elevados.



Figura 20 – Balanço de energia vertical simplificado



Fonte: Adaptado de Tanner (1960).

Em 1926, o trabalho realizado por Bowen demonstrou que o processo de evaporação e difusão do vapor de água que ocorre de uma superfície hídrica para a camada de ar imediatamente acima dela, é o mesmo que o de condução ou difusão de calor sensível da mesma superfície para as camadas acima (BOWEN, 1926). Considerando o particionamento da energia disponível em densidade de calor latente e sensível, Bowen (1926) propôs então a razão entre as perdas de calor por condução e pela evaporação, conhecida na literatura como razão de Bowen ( $\beta$ ).

A razão de Bowen ( $\beta$ ) pode ser obtida em campo por meio da medição da temperatura e umidade relativa em dois pontos acima do dossel da vegetação, como é representado na Figura 21. Estas medições permitem a obtenção dos gradientes de temperatura e pressão de vapor d'água utilizados para o cálculo de  $\beta$  (3.28<sup>23</sup>):

$$\beta = \gamma \cdot \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (3.28)$$

Em que  $T_1$  e  $T_2$  são valores de temperatura medidos em dois pontos acima do dossel da vegetação, sendo uma inferior e outra superior, respectivamente, e  $e_1$  e  $e_2$

<sup>23</sup> Versão simplificada da razão de Bowen (1926) considerando os coeficientes de difusão turbulenta de calor sensível e latente como iguais. Mais detalhes sobre a demonstração da equação podem ser obtidos em Cavajalino (2019, p. 29).

são valores de pressão de vapor nos mesmos dois pontos e  $\gamma$  é o coeficiente psicrométrico. Na prática, monitora-se a umidade relativa do ar (UR) ao invés da pressão de vapor no ar ( $e$ ), devido maior simplicidade e praticidade. Para o cálculo da pressão de vapor em função da umidade relativa do ar, pode-se utilizar a relação (3.29), em que  $e_s$  é a pressão de saturação do vapor d'água no ar, ambas em kPa.

$$e = \frac{UR \cdot e_s}{100} \quad (3.29)$$

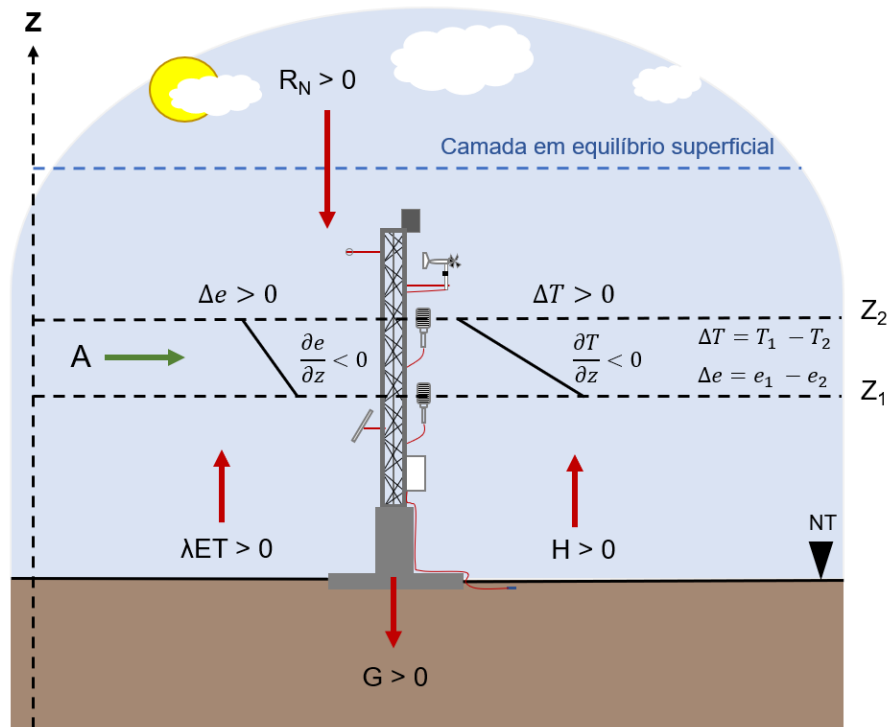
Para estimar a pressão de saturação de vapor, pode-se utilizar a equação empírica de Tetens (3.30), onde  $e_s$  é expressa em kPa, a uma temperatura ( $t$ ), em °C (RIGHETTO, 1998).

$$e_s = 0,611 \times 10^{\left(\frac{7,5t}{237,3+t}\right)} \quad (3.30)$$

O coeficiente psicrométrico ( $\gamma$ ), então, pode ser obtido em  $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$  pela equação (3.31), onde  $c_p$  ( $1,013 \text{ kJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ) é o calor específico, do vapor d'água à uma pressão constante,  $\lambda$  ( $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) é o calor latente de vaporização da água,  $P$  (kPa) é a pressão atmosférica.

$$\gamma = \frac{c_p \cdot P}{0,622 \cdot \lambda} \times 10^{-3} \quad (3.31)$$

Figura 21– Representação dos fluxos de energia na interface entre do ar e superfície, indicando a convenção de sinais dos fluxos



Fonte: Adaptado de Perez et al. (1999). "A" representa qualquer fluxo advectivo de energia acima da superfície;  $\Delta e$  e  $\Delta T$  é a diferença de pressão de vapor e temperatura entre dois pontos de medição, respectivamente;  $\partial e/\partial z$  e  $\partial T/\partial z$  são gradientes de pressão de vapor e temperatura no eixo Z.

O calor latente de vaporização ( $\lambda$ ), por outro lado, é uma propriedade física da água que varia com a temperatura e pode ser expressa pela equação (3.32), obtida de Allen et al. (1998), cuja unidade está em  $\text{MJ.kg}^{-1}$  e a temperatura do ar em  $^{\circ}\text{C}$ .

$$\lambda = 2,501 - (2,361 \times 10^{-3}).T \quad (3.32)$$

A partir das medições em campo e das equações (3.28) a (3.32) é possível calcular a razão de Bowen, rearranjando a equação (3.26) e substituindo (3.28) na equação do balanço de energia (3.33), isolando o fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ), tem-se:

$$H = \beta \cdot \lambda E \quad (3.33)$$

$$\lambda E = \frac{Rn-G}{(1+\beta)} \quad (3.34)$$

A taxa de evapotranspiração (ET em  $\text{mm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) pode ser estimada a partir do fluxo de calor latente, em  $\text{MJ}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ , e calor latente de vaporização, em  $\text{MJ}\cdot\text{kg}^{-1}$ , por meio da equação (3.35):

$$ET = \frac{\lambda E}{\lambda} \quad (3.35)$$

Segundo Hu et al. (2014), o método tem as vantagens de ser relativamente simples, não exigindo o cálculo dos coeficientes de difusividade turbulenta (OHMURA, 1982), ter poucos parâmetros de entrada e poder ser utilizado para estimar a evapotranspiração sobre grandes áreas (aproximadamente  $1000 \text{ m}^2$ ) e em pequenas escalas de tempo ( $< 1 \text{ min}$ ). Em contrapartida, também conta com muitas premissas e limitações, que podem resultar na produção de resultados fisicamente inconsistentes ou com valores de fluxo sem acurácia (OHMURA, 1982).

Segundo Fritschen e Fritschen (2005), o método parte dos seguintes pressupostos: i) existência de condições estacionárias; ii) Transporte unidimensional (vertical), no qual implica na inexistência de gradientes horizontais<sup>24</sup>; e iii) Superfície homogênea.

Diversas são as fontes de erro envolvidas na sua aplicação, como problemas na acuracidade e mal funcionamento dos instrumentos, variabilidade nas condições climáticas, instabilidade numérica do próprio método, erros humanos e não atendimento às suas condições de aplicação (PAYERO et al, 2003). A obtenção de dados confiáveis requer o posicionamento, instalação e supervisão adequada da instrumentação (PAYERO et al., 2003). Por este motivo, faz-se necessária a utilização de critérios que ajudam a fazer o controle de qualidade das estimativas, removendo possíveis inconsistências produzidas pelas fontes de erro mencionadas. No tópico seguinte serão apresentadas algumas destas alternativas encontradas na literatura.

---

<sup>24</sup> Os gradientes horizontais, logo o transporte advectivo de calor latente e sensível, pode existir em casos quando o fluxo de ar encontra mudanças na rugosidade superficial, umidade ou temperatura. Para que o transporte vertical seja válido, é necessário que as medidas sejam feitas dentro da camada limite interna (FRITSCHEN & FRITSCHEN, 2005). Carvalino (2019) calculou a altura da camada limite, chegando a 4,70 m.

### 3.5.1 Rejeição de estimativas

Segundo Hu et al. (2013), a maneira mais simples de rejeitar estimativas é eliminando os dados cujas variações da temperatura e umidade são menores que a precisão dos sensores ou então as estimativas nos quais o valor de  $\beta$  se aproxima de -1, como é o caso do critério de Tanner et al. (1987), que sugere a rejeição quando a inequação 3.36 for satisfeita:

$$-1,25 < \beta < -0,75 \quad (3.36)$$

A produção de valores inconsistentes causadas por estes valores de razão de Bowen está associada à instabilidade numérica intrínseca da equação 3.34, e ocorre geralmente durante o nascer e pôr do sol ou então com quando há intenso transporte advectivo ou precipitação na área, condições nos quais os fluxos de calor latente e sensível se encontram em sentidos opostos (OHMURA, 1982; PAYERO et al., 2003). Para Cellier e Brunet (1992), estas situações são mais comuns durante o período da noite, quando a acurácia do método é baixa, propondo a rejeição de dados com base no valor de radiação solar líquida:

$$Rn < 20 \text{ W.m}^{-2} \quad (3.37)$$

Ohmura (1982), por outro lado, propôs um critério que avaliasse não somente a confiabilidade dos valores de  $\beta$ , mas também a confiabilidade das medições das variáveis de entrada em campo, considerando a sua ordem de variação e os limites de resolução dos respectivos equipamentos. Segundo o autor, se inequação 3.38 for satisfeita, há uma grande possibilidade de  $\beta$  estar próximo de -1 e o cálculo não possuir sentido numérico, produzindo valores com magnitude dos fluxos extremamente discrepantes com das reais:

$$-\frac{1}{\gamma} \Delta RH - 2 \left( \frac{1}{\gamma} \delta RH + \delta \Delta T \right) < \Delta T < -\frac{1}{\gamma} \Delta RH + 2 \left( \frac{1}{\gamma} \delta RH + \delta T \right) \quad (3.38)$$

$\Delta RH$  e  $\Delta T$  são variações na umidade relativa e temperatura do ar, respectivamente, e  $\delta RH$  e  $\delta T$  são limites de resolução dos seus equipamentos de medição.

Ainda segundo Ohmura (1982), outro problema que pode ocorrer na prática, é a possibilidade de obtenção de fluxos turbulentos com sentidos invertidos, ou seja, incoerentes com as relações de fluxo-gradiente. Como é o caso de um valor calculado de fluxo de calor latente positivo, indicando o processo de condensação, ao mesmo tempo que o gradiente de umidade específica indica o contrário, evaporação. Apesar da possibilidade de os valores absolutos estarem corretos, na prática não possuem coerência física e devem ser excluídos da série. Para lidar com este tipo de erro, pode-se utilizar a inequação 3.39, onde os dados devem satisfazê-la para indicar consistência:

$$\lambda(\Delta e + \gamma\Delta T)(R_N - G) > 0 \quad (3.39)$$

De forma similar à Ohmura (1982), Perez et al. (1999) propuseram também critério de rejeição baseado nos gradientes de pressão de vapor e sensibilidade dos equipamentos de medição, 3.40 e 3.41, identificando intervalos onde as estimativas do método são inconsistentes e os valores de  $\beta$  estão próximos de -1.

$$-1 - |\varepsilon| < \beta < -1 + |\varepsilon| \quad (3.40)$$

$$\varepsilon = \frac{\delta\Delta e - \gamma\delta\Delta T}{\Delta e} \quad (3.41)$$

Em que  $\delta e$  e  $\delta T$  são limites de resolução de medição dos gradientes de pressão de vapor e temperatura e  $\Delta e$  é a variação da pressão de vapor.

Romano e Giudici (2009) propuseram um critério baseado na propagação dos erros de medição nas estimativas de ET, cuja a rejeição depende de um limite de aceitação ( $\varepsilon$ ) pré-estabelecido:

$$\frac{\sigma_{ET}}{|ET|} > \varepsilon \quad (3.42)$$

Em que  $\sigma_{ET}$  são as incertezas envolvidas na medição das variáveis de entrada para o cálculo da ET, sendo calculado pela equação 3.43, segundo Carvajalino (2019):

$$\sigma^2 x \simeq \sigma^2 u \left( \frac{\partial x}{\partial u} \right)^2 + \sigma^2 v \left( \frac{\partial x}{\partial v} \right)^2 + \dots \quad (3.43)$$

Em que  $x$  representa uma função das variáveis  $u$  e  $v$ ;  $\sigma x$  representa a incerteza da função  $x$ ;  $\sigma v$  e  $\sigma u$  representam as incertezas das variáveis  $v$  e  $u$ , respectivamente.

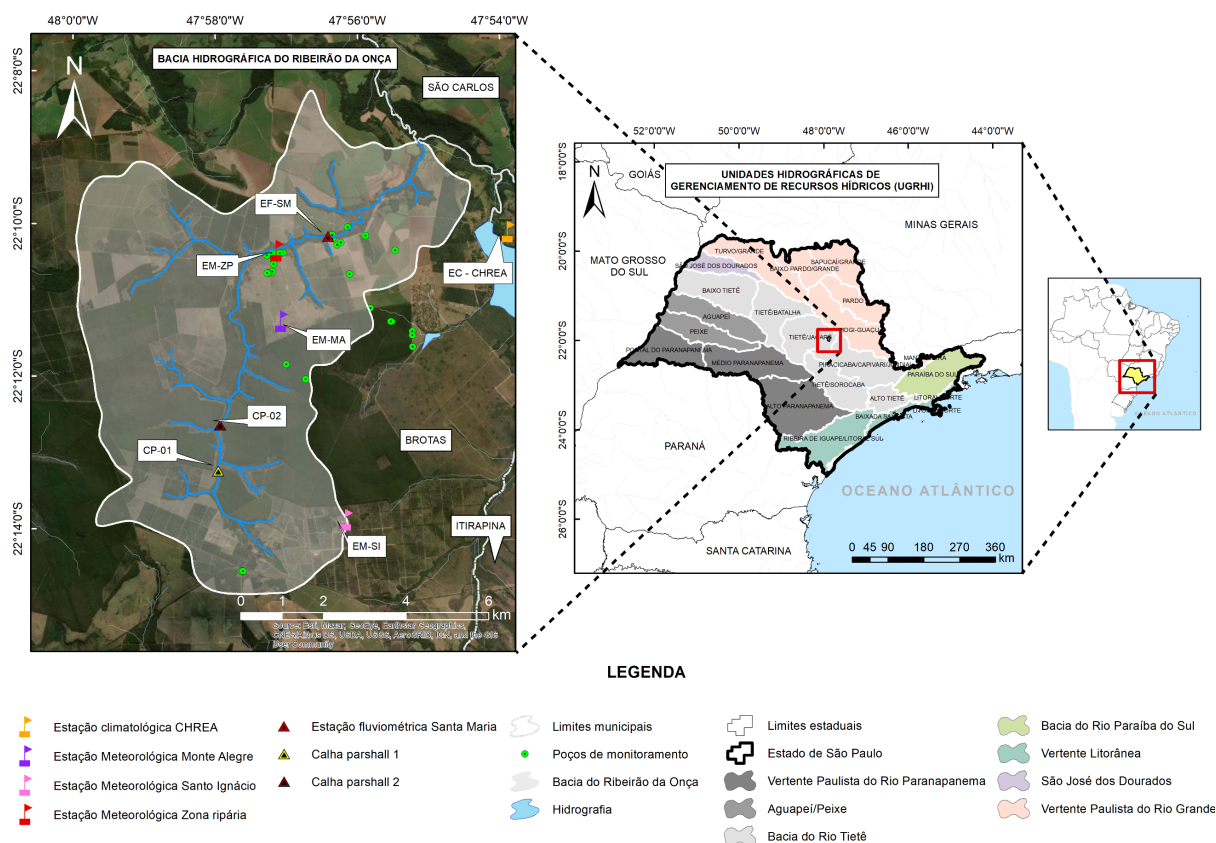
Carvajalino (2019) testou para a área de estudo, diversos limites de aceitação para critério de Romano e Giudici (2009), e concluiu que o  $\varepsilon=1$  apresentou os melhores resultados, obtendo um percentual de 50,8% de rejeição das estimativas. Para os critérios de Ohmura (1982) e Perez et al. (1999), o autor obteve percentuais de 87% e 66%, respectivamente.

## 4 ÁREA DE ESTUDO

### 4.1 Localização e contextualização

A área de estudo compreende um trecho de zona ripária da bacia hidrográfica representativa do Ribeirão da Onça - BRO, localizada no município de Brotas/SP, entre as coordenadas Latitude 22°10' e 22°15'S, Longitude 47°54' e 48°00'O, Datum WSG 84. A bacia tem aproximadamente 65 km<sup>2</sup> de área de drenagem e faz parte da região hidrográfica da bacia do rio Tietê, com foz no rio Jacaré-Guaçu. No contexto do Plano Estadual de Recursos Hídricos do Estado de São Paulo (2020), pertence à unidade de gerenciamento UGRHI Tietê-Jacaré. Na Figura 22 é apresentada a sua localização, delimitação topográfica e instrumentação: distribuição dos poços de monitoramento, estações meteorológicas automáticas e fluviométricas existentes.

Figura 22 – Localização da bacia hidrográfica do Ribeirão da Onça (BRO)



Elaborado por: Autor, 2023.

Os estudos na bacia iniciaram-se na década de setenta como iniciativa de uma cooperação entre a Universidade de São Paulo (USP) e o Departamento de Águas e



Energia Elétrica de São Paulo (DAAE/SP), em seguida, diversos trabalhos foram desenvolvidos com o apoio da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), a priori voltados para a caracterização da área e análise dos componentes do ciclo hidrológico (MEIRA NETO, MELO & WENDLAND, 2011; REIS et al., 2022). Todavia, a implementação de um monitoramento contínuo somente se iniciou a partir de 2004, com apoio do Laboratório de Hidráulica Computacional da USP (LHC/USP).

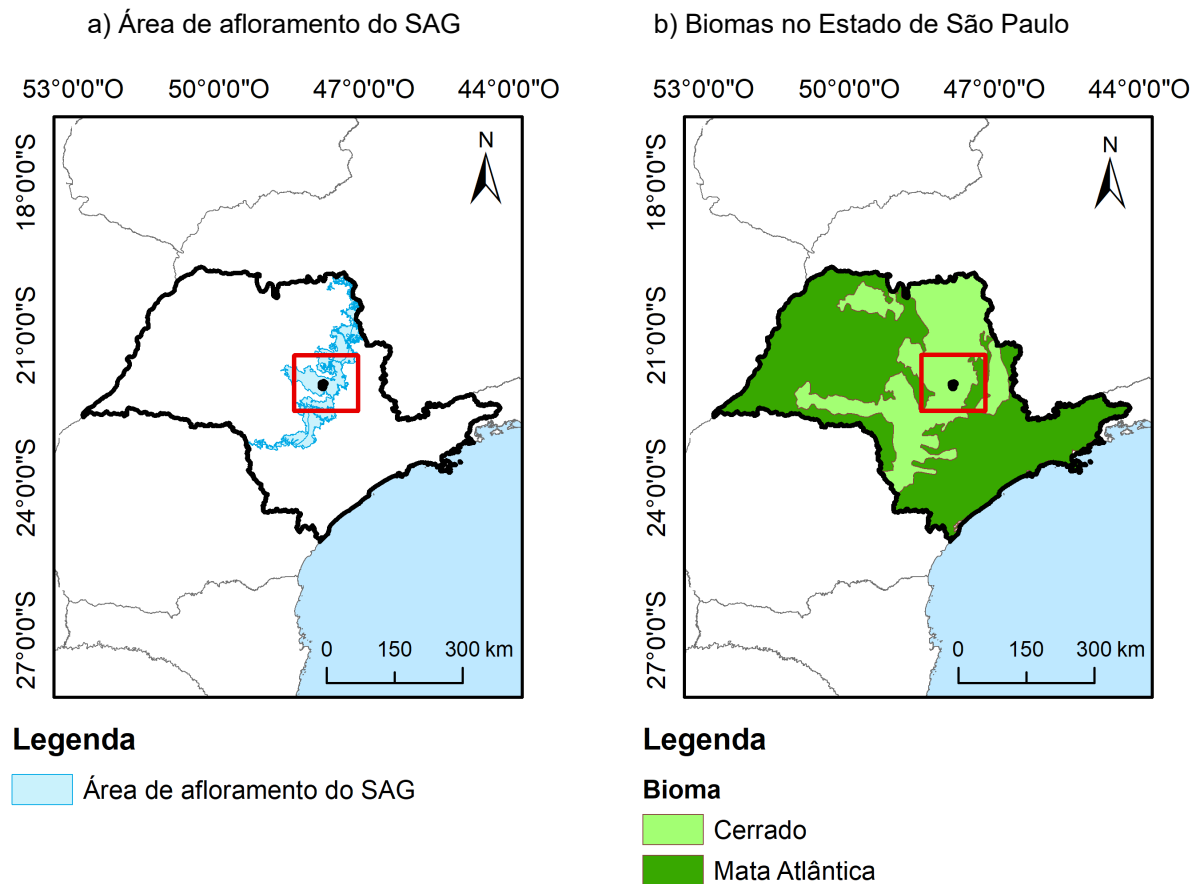
Desde então, diversos estudos foram desenvolvidos de forma sistemática voltados para o estudo da dinâmica da água subterrânea (BARRETO, 2006; GOMES, 2008; GOVÊA, 2009; GUANABARA, 2011; LUCAS, 2012; MELO, 2013; MATTOS, 2015, COUTINHO, 2019) e quantificação e/ou modelagem dos componentes do ciclo hidrológico, como evapotranspiração (BARRETO, 2006; PONTON, 2017; CARVAJALINO, 2019) e escoamento superficial (MALDONADO, 2009; RIBEIRO, 2012; MEIRA NETO, 2013; ALCÂNTARA, 2018; ROSA, 2018).

A importância da BRO recai principalmente sobre sua localização estratégica, estando situada inteiramente em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani – SAG, Figura 23-a, tornando-a uma fonte potencial tanto de recarga quanto de contaminação para este importante aquífero transfronteiriço.

O trecho de zona ripária em estudo está situado na porção central da bacia, entre as coordenadas Latitude 22°10'24" e 22°10'42"S e Longitude 47°57'2" e 47°57'5"O, como indicado na Figura 33. A faixa de vegetação tem largura média de 150 metros, com fitofisionomia de mata de galeria inundável, do bioma Cerrado, Figura 23-b. Nesta área, o aquífero se mantém próximo ou, em alguns pontos, sobre a superfície do terreno, mantendo elevados teores de umidade durante o ano todo, inclusive na estação seca, o que permite acesso direto da vegetação à água subterrânea.

Na Figura 33 é possível identificar doze poços de monitoramento, sendo seis deles na zona ripária (PM-27, 30, 31, 32, 33 e 35), um em área de Cerrado sentido restrito (PM-29), três em área de pastagem (PM-16, 17 e 18) e dois em área de transição (entre zona ripária e Cerrado sentido restrito). A identificação das delimitações entre as áreas é realizada por meio das estradas, utilizadas como acesso. Mais detalhes serão discutidos no tópico de instrumentação da área de estudo, em materiais e métodos.

Figura 23 – Localização da BRO no contexto do Estado de São Paulo



Elaborado por: Autor, 2023.

As pesquisas na zona ripária iniciaram-se em meados de 2015, com a instalação dos poços PM-27, 28 e 29, com o objetivo de estimar a evapotranspiração na área por meio da aplicação de métodos baseados na flutuação diária do nível freático. Em 2018, houve a instalação de uma estação meteorológica automática e mais cinco poços, PM-30, 31, 32, 33 e 35, permitindo não somente maior representatividade dos dados, mas também a utilização de um segundo método de evapotranspiração como referência (balanço de energia, razão de Bowen), para validação dos resultados.

Apesar das sucessivas pesquisas, ainda existem muitas incertezas envolvidas nas estimativas de ET, como o uso do rendimento específico transiente e efeitos da compensação barométrica, e que serão discutidas no presente trabalho.

## 4.2 Características geológicas e pedológicas

Com relação às características geológicas, na bacia são encontradas três principais formações do Grupo São Bento, sendo elas: Botucatu, Piramboia e Serra Geral (CASTRO JUNIOR; WENDLAND, 2015). A Formação Botucatu é a formação predominante na bacia, Figura 24-a, composta por arenitos do período Jurássico, de granulação fina a média, uniforme e com grãos bem selecionados e de alta esfericidade (CASTRO JUNIOR; WENDLAND, 2015), características de processo de deposição eólica em ambiente desértico.

A Formação Piramboia, do período Permiano, é encontrada na foz do ribeirão, sendo caracterizada pela presença de arenitos finos a médio, com elevado teor de argila, e ocorrência local de arenitos grossos, conglomeráticos. Estas características representam processos de deposição de sedimentos em ambientes predominantemente fluviais, oxidantes, como planícies de inundação, com pequenas lagoas esparsas (CASTRO JUNIOR; WENDLAND, 2015).

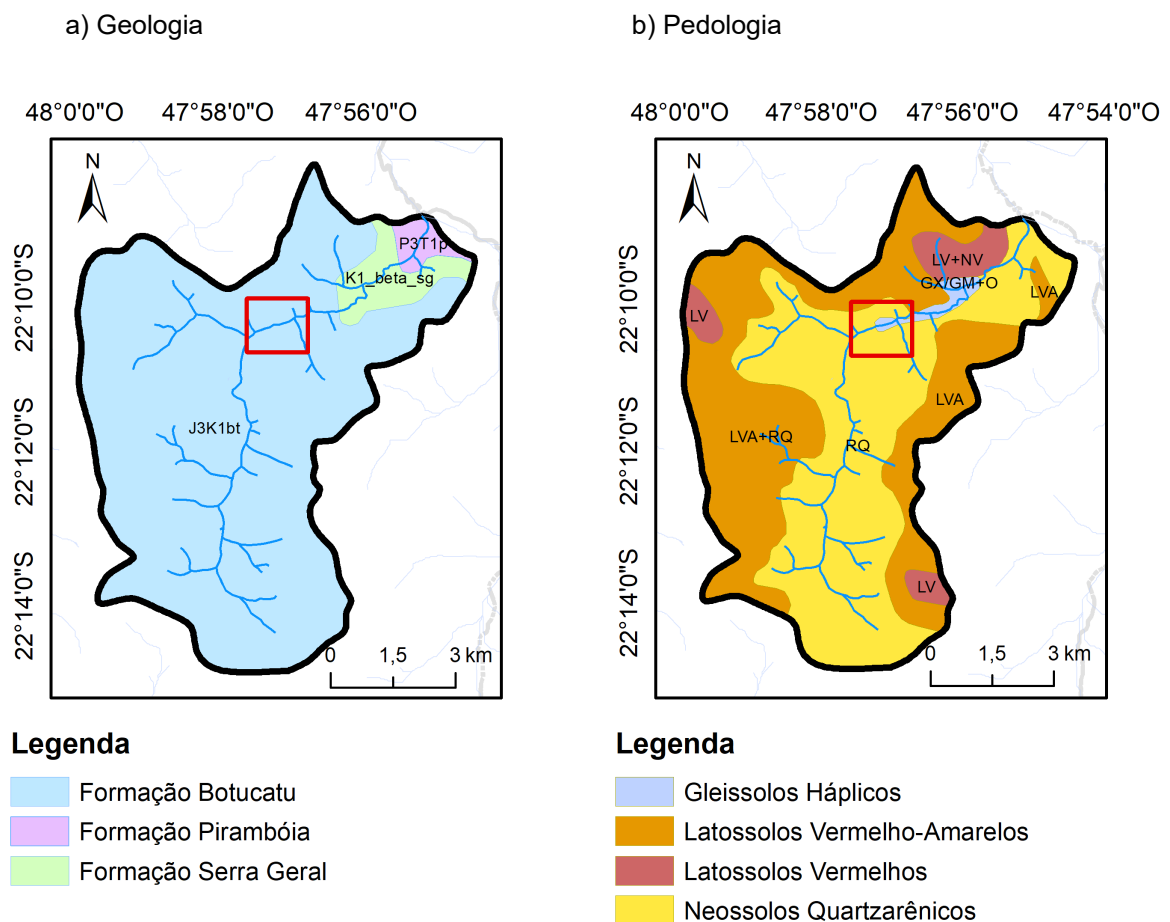
Por fim, a Formação Serra Geral, de origem vulcânica, encontra-se também no exultório da bacia e consiste em derrames de basalto do período Cretáceo, formados por rochas de cor cinza a negra e corpos intrusivos (COUTINHO, 2019).

Com relação aos aspectos pedológicos, a bacia é ocupada predominantemente por Neossolos quartzarênicos, Figura 24-b), anteriormente conhecidos como “Regossolos” ou “Areias Quartzosas”. Segundo Lepsch (2011), os Neossolos são solos que se desenvolveram sobre materiais praticamente inertes e extremamente resistentes ao intemperismo, como areias de quartzo. Ou então os mesmos são de idade jovem, estando recentemente ou pouco expostos aos processos pedogenéticos. Por serem muito arenosos, costumam apresentar certas limitações em função da baixa capacidade de retenção de água e nutrientes para as plantas. O perfil típico encontrado nestes tipos de solo, é um horizonte A assentado diretamente sobre um horizonte C, constituído de areias com minerais primários dificilmente alteráveis, como o quartzo (LEPSCH, 2011). Os poços PM-16, 17, 18 e 29 estão instalados em solo com esta classificação.

Na zona ripária, por outro lado, encontram-se os Gleissolos ou solos hidromórficos, cuja ocorrência é comum em baixadas ou várzeas. Nessas áreas, o aquífero se encontra comumente raso ou o terreno apresenta drenagem deficiente, permitindo a manutenção de elevados teores de umidade durante grande parte do ano

(LEPSCH, 2011). A saturação, por períodos prolongados, favorece o desenvolvimento de condições redutoras. Isso resulta no surgimento de coloração com padrão acinzentado, característico do processo de redução do ferro, formando o horizonte glei (LEPSCH, 2011). Os poços PM-27, 28, 30, 31, 32, 33 e 35 estão instalados em solos com esta classificação.

Figura 24 – Características geológica e pedológica no Ribeirão da Onça



Elaborado por: Autor, 2023.

Segundo o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SiBCS), os Gleissolos podem desenvolver-se em:

- Sedimentos recentes nas proximidades dos cursos d'água;
- Materiais colúvio-aluvionais sujeitos a condições de hidromorfia;
- Áreas de relevo planos de terraços fluviais;
- Materiais residuais em áreas abaciadas e depressões;
- Áreas inclinadas sob influência do afloramento de água subterrânea;

A partir de análises físicas realizadas em amostra de solo coletada na zona ripária, Tabela 2, Ponton (2017) constatou a existência de um solo de textura franco arenosa e com elevado teor de matéria orgânica, cerca de 54,91%, corroborando com a existência de um horizonte superficial de origem húmica na área. O autor também verificou a existência de uma tendência de aumento no teor de matéria orgânica conforme proximidade com a zona ripária. Na Figura 25 é possível observar o aspecto acinzentado do solo, com baixa consistência e próximo da saturação. As características do solo no entorno dos poços PM-30, 31, 33 e 35 são similares às observadas no PM-27.

Figura 25 – Registro fotográfico do solo na zona ripária



Fonte: Autor, 2023.

Na área de transição entre zona ripária e Cerrado, onde está localizado o PM-28, observou-se uma tendência de redução no teor de MO com a profundidade, passando de 7,7% no primeiro metro, para 1,04% no terceiro. Na Tabela 2 são apresentados os percentuais das frações granulométricas, teor de MO e textura nas amostras coletadas por Ponton (2017).

Tabela 2 – Percentuais das frações, teor de matéria orgânica (MO) e textura das partículas (Dp) das amostras de solo coletadas no entorno dos poços de monitoramento. Nomenclatura: Identificação do poço (profundidade de coleta)

Amostra de solo	Fração (%)				MO (%)	Textura
	Argila	Silte	Areia fina	Areia grossa		
P27 (0,30 m)	19,38	2,72	16,14	61,76	54,91	Franco arenoso
P28 (1,00 m)	1,78	2,09	20,89	75,24	7,70	Areia
P28 (2,00 m)	7,73	2,32	33,06	56,89	3,87	Areia
P28 (3,00 m)	5,57	4,68	24,95	64,80	1,04	Areia

Fonte: Adaptado de Ponton, 2017.

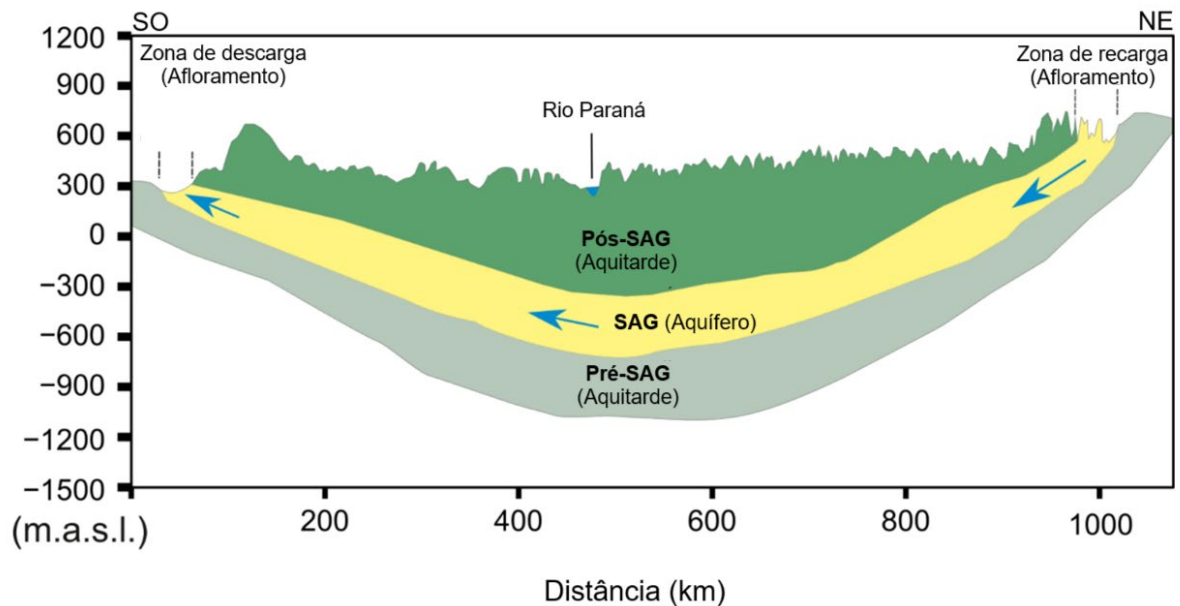
### 4.3 Características hidrogeológica

#### 4.3.1 Sistema Aquífero Guarani

A BRO está localizada inteiramente em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani, tornando-a uma possível zona de recarga e/ou fonte de contaminação. O SAG possui área superficial de aproximadamente 1,1 milhão de km<sup>2</sup> e se estende por diversos países da América do Sul, como Brasil, Paraguai, Uruguai e Argentina. Com espessura média de 250 metros e alcançando profundidades superiores a 1000 metros (HIRATA & FOSTER, 2020), o SAG é formado por arenitos de origem eólica-fluvial da Formação Piramboia e arenitos eólicos da Formação Botucatu, estando confinado por uma camada inferior de depósitos pré-SAG e uma superior, pós-SAG, composta por derrames de basalto da Formação Serra Geral.

Na Figura 26 é apresentada uma seção esquemática do SAG (NE-SO), elaborada por Gonçalves et al. (2020). Nela é possível identificar as três principais unidades estratigráficas descritas, assim como a predominância de zonas confinadas, com pequenas áreas de afloramento que ocorrem geralmente nas bordas leste e oeste.

Figura 26 – Seção transversal esquemática do Sistema Aquífero Guarani



m.a.s.l = meter above sea level (metros acima do nível do mar)

Fonte: Gonçalves et al. (2020).

No Estado de São Paulo, apenas uma pequena porção do SAG corresponde à zona de afloramento, onde o aquífero é livre. Enquanto que cerca de 90% é composta por zona confinada, chegando a 190 mil km<sup>2</sup> de área (HIRATA et al., 2011). O estado também é responsável por cerca de 70% de todo volume explorado do aquífero, devido às características hidráulicas favoráveis, e elevada produtividade, chegando a 600 m<sup>3</sup>/h e 150 m<sup>3</sup>/h na porção confinada e livre, respectivamente (HIRATA et al., 2011). Na Tabela 3 são apresentadas algumas características hidráulicas do SAG no estado, com valores indicados por tipo formação.

Tabela 3 – Características hidráulicas do SAG no Estado de São Paulo

	<b>Formação Piramboia</b>	<b>Formação Botucatu</b>
Espessura (m)	75 – 270	20 – 238
Condutividade hidráulica (m/d)	2,5 (0,5 – 3,0)	3,5 (2,0 – 4,0)
Coefficiente de armazenamento	$1 \times 10^{-3} - 1 \times 10^{-5}$	
Porosidade	0,15 (0,20 – 0,30)	0,25 (0,20 – 0,40)
Porosidade efetiva	0,15 (0,10 – 0,30)	
<sup>1</sup> Recarga direta (mm/a)	100 – 200	
Recarga regional profunda (mm/a)	10 – 20	

Valor médio (máximo – mínimo)

<sup>1</sup> em zonas não-confinadas

Fonte: Hirata et al. (2011)

Vale ressaltar a diferença entre recarga direta e recarga regional profunda, apresentadas na tabela. O primeiro caso corresponde ao reabastecimento local pela precipitação em áreas de afloramento, mas que eventualmente grande parte é descarregada como escoamento de base na própria bacia. Apenas uma pequena parcela contribui efetivamente para o escoamento regional do SAG, sendo chamada de recarga profunda. Na Bacia do Ribeirão da Onça, Wendland, Gomes e Troeger (2015) estimaram taxas de recarga direta variando entre 14% a 38% da precipitação do período, enquanto que apenas 0,4% a 2,4% contribuiu efetivamente como recarga profunda.

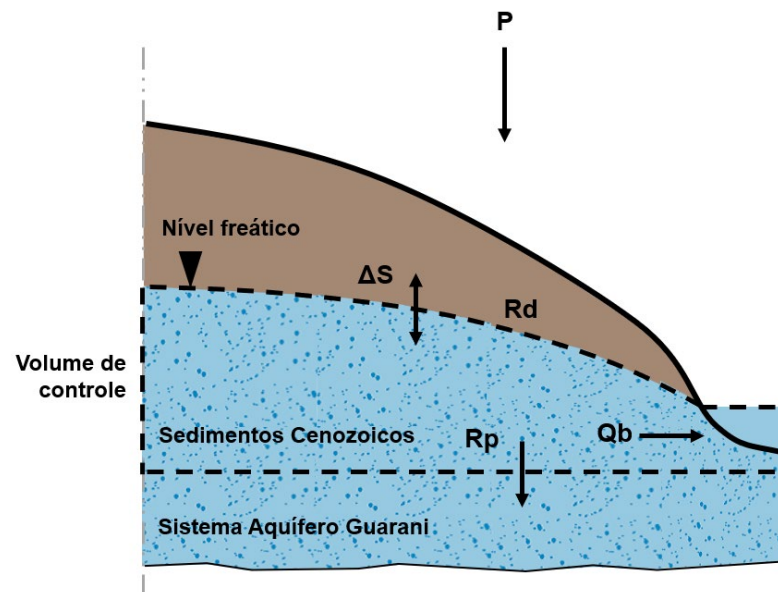
#### 4.3.2 Bacia do Ribeirão da Onça

Na BRO, sobrepondo o SAG, existe uma camada de sedimentos Cenozoicos, com dezenas de metros de espessura e que cobre praticamente toda a bacia, ela constitui um segundo aquífero mais superficial. Segundo Gomes (2008), o aquífero superior corresponde à reserva renovável da bacia, formado por arenitos mais grosseiros e com maior permeabilidade.

No modelo conceitual utilizado por Wendland, Gomes e Troeger (2015), é possível identificar os dois compartimentos subterrâneos e os fluxos existentes no volume de controle adotado, zona saturada. Na Figura 27, a contribuição da BRO para o escoamento regional do SAG é representada por  $R_p$ , que consiste no fluxo de saída do volume de controle.



Figura 27 – Modelo conceitual do balanço de hídrico em zona saturada na BRO



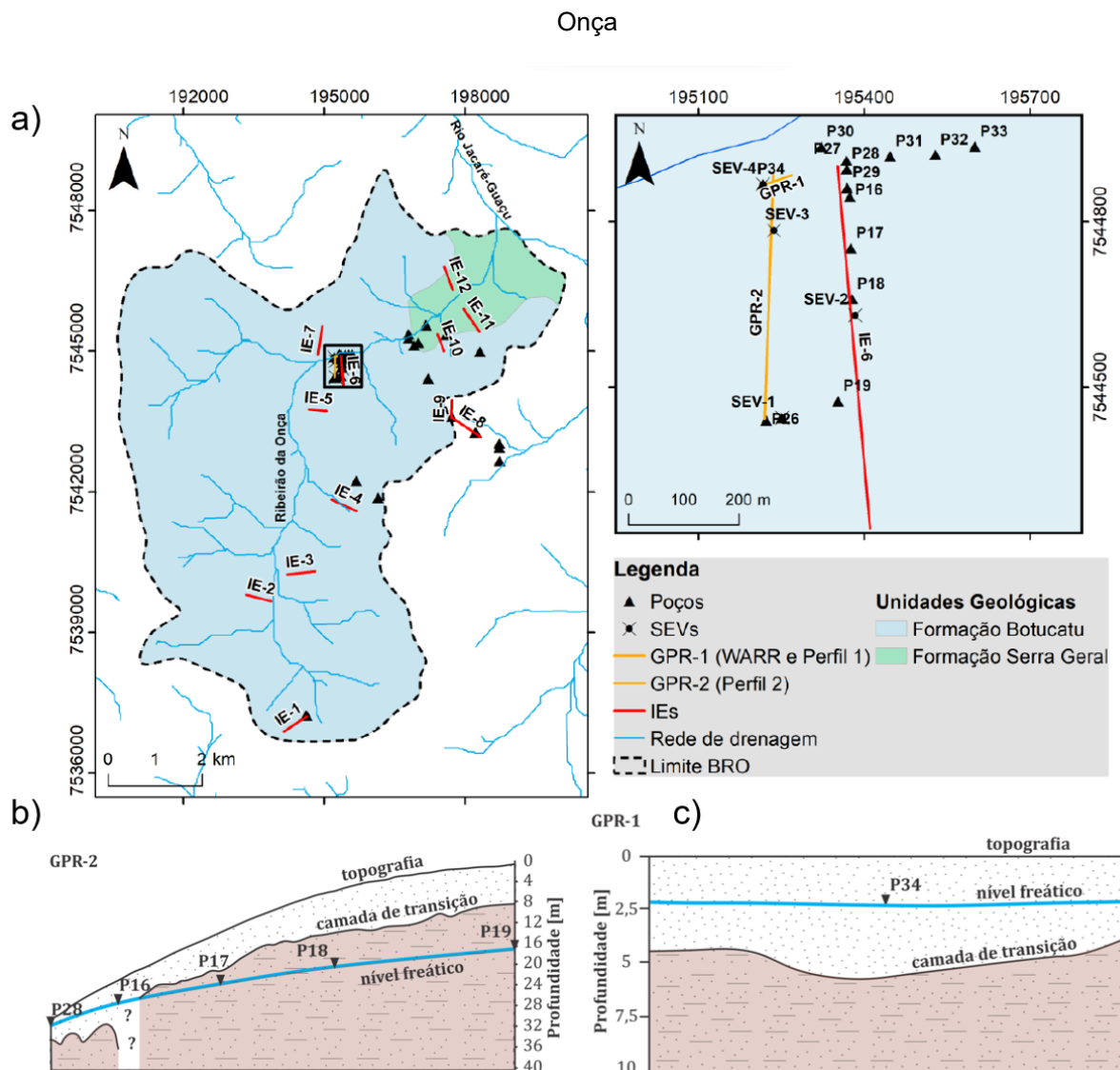
Fonte: Adaptado de Wendland, Gomes e Troeger (2015)

Legenda: P = Precipitação,  $\Delta S$  = Variação no armazenamento, Rd = Recarga direta, Rp = Recarga profunda, Qb = Escoamento de base.

Ainda sobre a camada superficial de sedimentos Cenozoicos, Coutinho (2019) aplicou técnicas geofísicas e constatou, por meio da interpretação de sondagens de *Ground Penetrating Radar* (GPR), a existência de duas camadas com condutividades hidráulicas diferentes. A superior e mais permeável, é formada por materiais arenosos, e a segunda menos permeável, formada por sedimentos com maior teor de argila e óxido de ferro, característicos do residual Botucatu. Segundo a autora, o nível freático oscila entre as duas camadas conforme se aproxima ou se afasta do ribeirão, como indicado na Figura 28-b).

Na zona ripária, a flutuação do nível ocorre nos materiais arenosos de maior condutividade hidráulica, enquanto que nos poços mais distantes, como o PM-17 e 18, o nível está na camada com maior teor de argila.

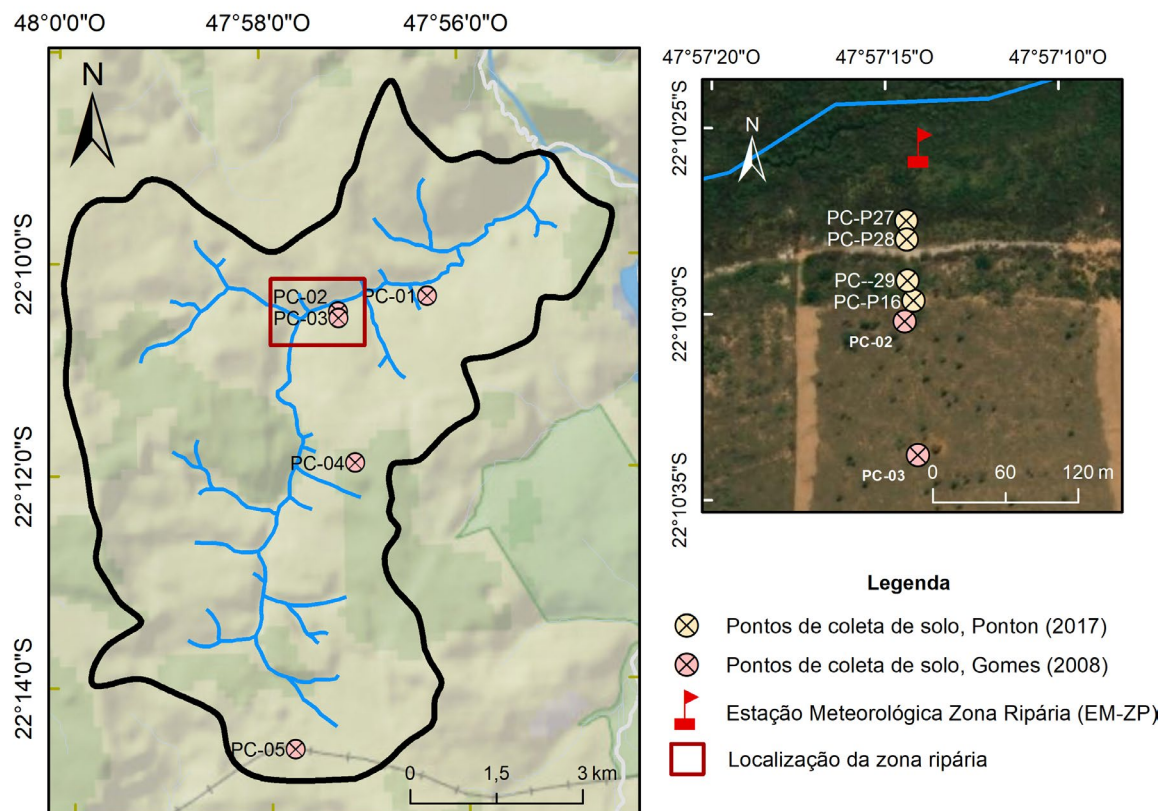
Figura 28 – a) Localização das sondagens geofísicas realizadas por Coutinho (2019), b) Interpretação hidrogeológica da seção GPR-2 feito perpendicularmente ao ribeirão da Onça, c) Interpretação hidrogeológica da seção GPR-1 feito em paralelo ao ribeirão da Onça



Fonte: Coutinho (2019)

Com relação às propriedades hidrogeológicas, Gomes (2008) e Ponton (2017) realizaram a caracterização física de amostras indeformadas de solo em diferentes posições e profundidades na bacia. Os resultados obtidos por cada autor são apresentados na Tabela 4 e Tabela 5, respectivamente. Na Figura 29 é possível localizar os pontos de coleta a nível de bacia e zona ripária.

Figura 29 – Locais de coleta de amostras indeformadas no contexto da Bacia do Ribeirão da Onça e Zona ripária



Fonte: Autor, 2023.

Os cinco pontos avaliados por Gomes (2008) foram coletados em áreas de cultivo de citros, pastagem e silvicultura de eucalipto, obtendo valores de rendimento específico ( $S_y$ ) variando entre 7,8%, no PC-01, e 16,8%, no PC-05. O autor priorizou profundidades dentro da faixa de flutuação do nível freático.

A partir da Tabela 4, nota-se uma tendência geral de diminuição do  $S_y$  com o aumento da profundidade, exceção dos pontos PC-04 e PC-01, sendo mais evidente no primeiro. Ambos foram coletados em profundidades superiores a 13 metros e apresentaram os maiores valores de retenção específica ( $S_r$ ). Na Figura 29 é possível observar um comportamento espelhado entre os gráficos de  $S_y$  e  $S_r$ , com exceção novamente dos pontos PC-04 e PC-01.

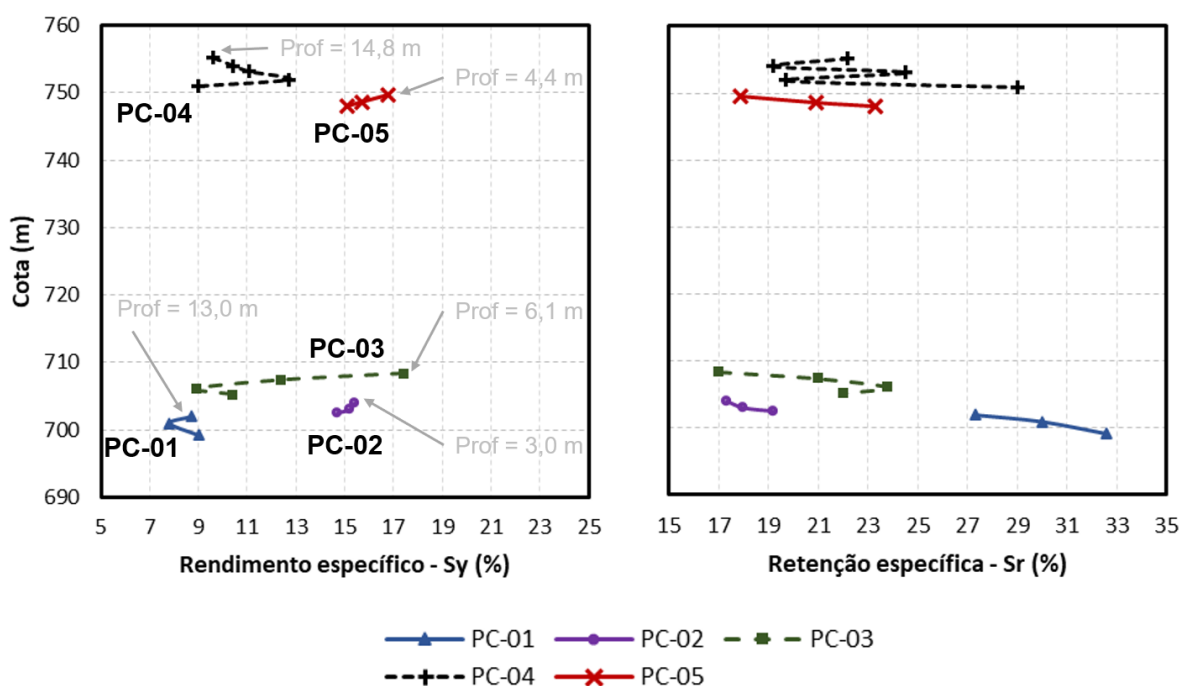
Os pontos PC-02 e PC-03 foram os pontos mais próximos da zona ripária, com  $S_y$  de 15,1% e 11,3%, respectivamente.

Tabela 4 – Rendimento específico obtido por Gomes (2008)

PC-01 Citros (RQ)		PC-02 Pasto (RQ)		PC-03 Pasto (RQ)		PC-04 Eucalipto (RQ)		PC-05 Pasto (RQ)	
Prof (m)	S <sub>y</sub>	Prof (m)	S <sub>y</sub> (%)	Prof (m)	S <sub>y</sub> (%)	Prof (m)	S <sub>y</sub> (%)	Prof (m)	S <sub>y</sub> (%)
13,0	8,7%	3,0	15,4%	6,1	17,4%	14,8	9,6%	3,3	16,8%
14,0	7,8% ↓	4,0	15,2% ↓	7,1	12,2% ↓	16,0	10,4% ↑	5,4	15,7% ↓
15,8	9,0% ↑	4,5	14,7% ↓	8,4	8,9% ↓	16,9	11,1% ↑	6,0	15,1% ↓
-	-	-	-	9,3	10,4% ↑	18,1	12,7% ↑	-	-
-	-	-	-	-	-	19,1	9,0% ↓	-	-
<b>Média</b>	8,5%	<b>Média</b>	15,1%	<b>Média</b>	11,3%	<b>Média</b>	10,6%	<b>Média</b>	15,9%
<b>Desvio</b>	0,6%	<b>Desvio</b>	0,4%	<b>Desvio</b>	1,7%	<b>Desvio</b>	1,4%	<b>Desvio</b>	0,9%

PC – Ponto de coleta, RQ – Neossolo Quartzarênico  
 Fonte: Gomes (2008).

Figura 30 – Variação do rendimento e retenção específica



Fonte: Adaptado de Gomes (2008).

Ponton (2017), por outro lado, coletou amostras mais próximas da zona ripária, no entorno dos poços de monitoramento PM-16, 27, 28 e 29, e obteve valores de S<sub>y</sub> entre 12,1%, no PC-P29, e 19,16%, no PC-P28.

Note que os pontos PC-02 de Gomes (2008) e PC-P16 de Ponton (2017), embora estejam muito próximos, tinham diferentes usos do solo, devido aos períodos de coleta (ver Figura 32), gerando uma diferença de quase 2% entre os resultados.

Além disso, as amostras coletadas por Ponton (2017) foram mais superficiais, sendo a 30 centímetros no PC-P27, 1 a 3 metros no PC-P28 e 1 a 4 metros no PC-P29. Isso indica uma grande possibilidade de as coletadas terem sido realizadas na profundidade dos sedimentos Cenozoicos, mais permeáveis. Nota-se, também, que os maiores valores de  $S_y$  obtidos por Gomes (2008) foram em amostras coletadas em menores profundidades, PC-02 e PC-05.

Tabela 5 – Parâmetros físico-hídricos obtidos por Ponton (2017)

Parâmetros	PC-P27	PC-P28	PC-P29	PC-P16
	ZP (GM)	ZT (GX)	Cerrado (RQ)	Eucalipto (RQ)
$S_y$ (%)	15,18 ± 0,15	19,16 ± 0,08	12,10 ± 0,19	13,14 ± 0,27
$S_r$ (%)	25,62 ± 0,14	11,23 ± 0,08	19,21 ± 0,21	20,44 ± 0,36
$K_s$ (m/d)	2,46	0,50	1,45	0,64

Legenda:  $S_y$  – Rendimento específico,  $S_r$  – Retenção específica,  $K_s$  – Condutividade hidráulica saturada, ZP – Zona ripária, ZT – Zona de transição, GM – Gleissolo Melânico, GX – Gleissolo Háplico, RQ – Neossolo Quartzarênico.

Fonte: Ponton (2017).

Na zona ripária, o  $S_y$  encontrado foi de 15,18%, em um solo de textura franco arenosa (77,9% de areia, 2,72% de silte e 19,38% de argila) e elevado teor de matéria orgânica (>50%). Na área de transição com a faixa de Cerrado, o  $S_y$  encontrado foi de 19,16%, em solo arenoso e com elevado teor de matéria orgânica (>5%). Neste último caso, as amostras apresentaram menor fração de argila (entre 1,78% a 5,57%) e maior de areia (entre 89,75% a 96,13%).

Os valores de condutividade hidráulica saturada, indicados na Tabela 5, foram obtidos por meio de ensaios de Slug-test realizados durante o inverno de 2015 por Ponton (2017), nos poços de monitoramento PM-16, 27, 28 e 29.

#### 4.4 Uso e ocupação do solo na bacia

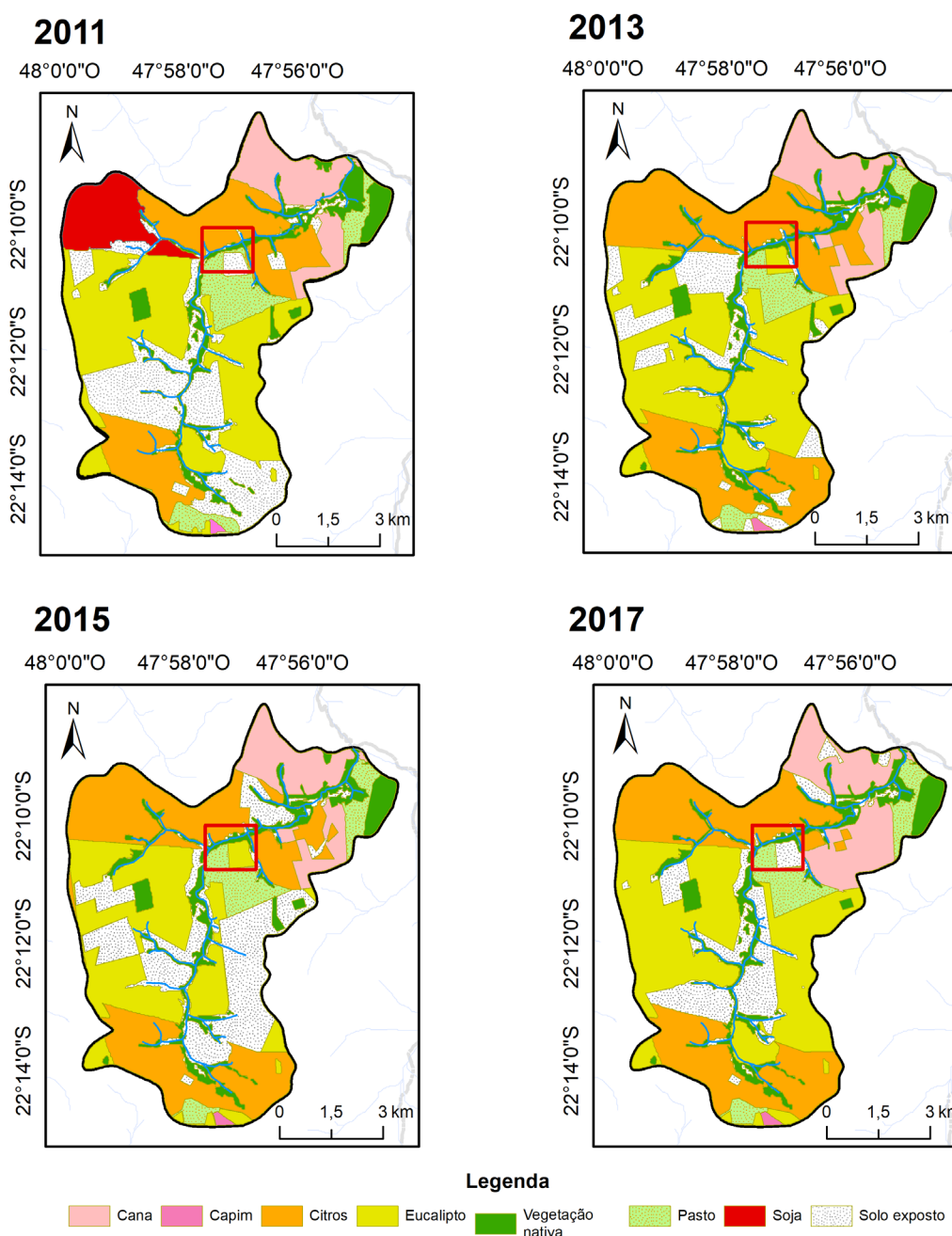
Com relação ao uso e ocupação do solo, a bacia é predominantemente rural, ocupada principalmente por propriedades privadas com atividades voltadas para silvicultura de eucalipto e rotação de culturas características da região, como citros e cana-de-açúcar (REIS et al., 2022).

A porção de vegetação nativa, remanescente de Cerrado, ocupa em média aproximadamente 7% da bacia, localizada principalmente em faixas de mata ciliar, cuja preservação está disposta no art. 40º, I, da Lei 12.651/2012, referente à Área de

Proteção Permanente (APP). Por este motivo, sua área tende a não apresentar mudanças significativas durante os anos, se comparada com outros tipos de uso do solo, como por exemplo, citros, que passou de 18% em 2011 para 27% em 2017.

Na Figura 31 é possível verificar que a silvicultura de eucalipto e o cultivo de citros são os principais tipos de uso do solo, ocupando, respectivamente, 31% e 27% da área da bacia no ano de 2017.

Figura 31 – Uso e ocupação do solo na BRO



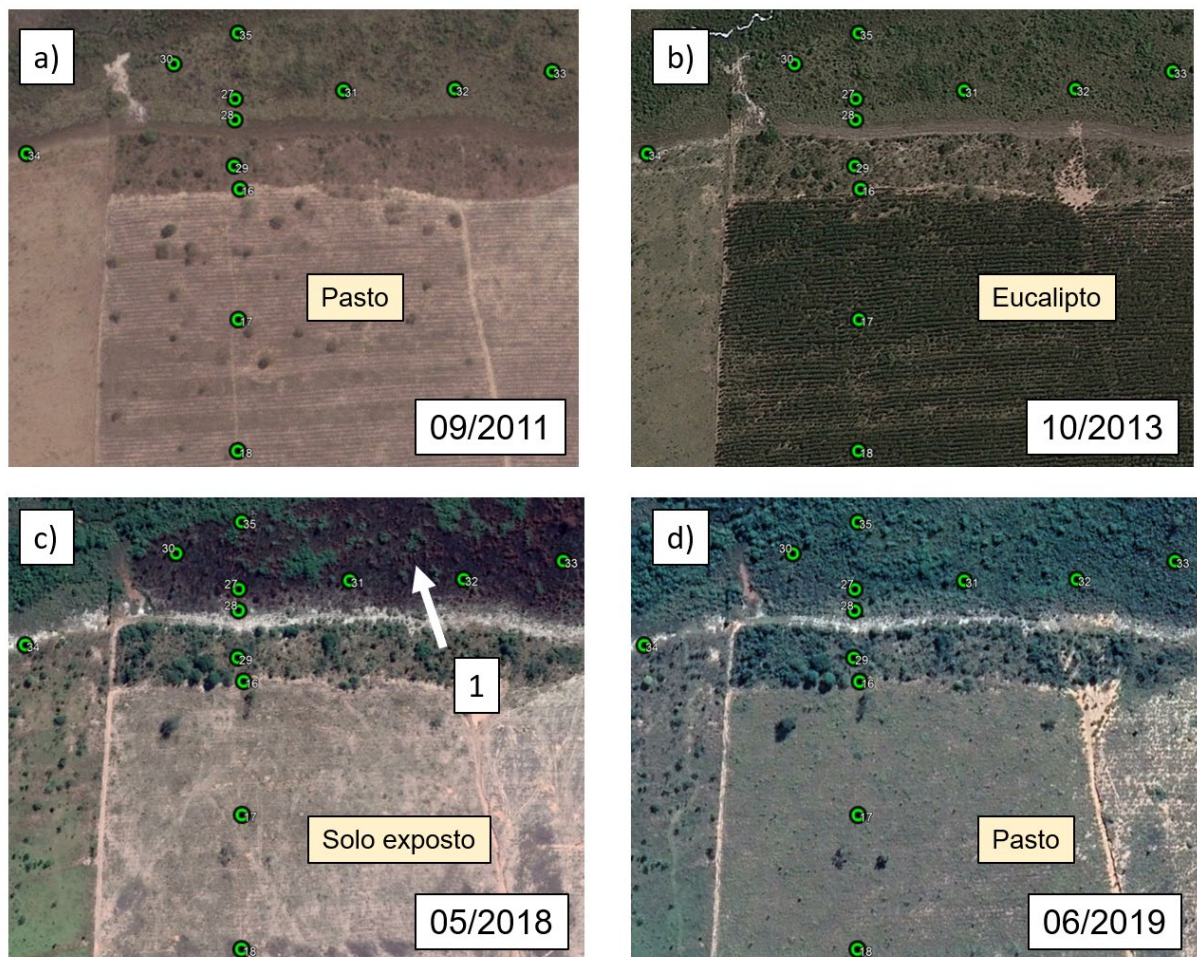
Fonte: Adaptado de Alcântara (2018).



No entorno da zona ripária, entre os anos de 2004 à 2012, predominou-se o uso do solo voltado para pastagem (PONTON, 2017), como observado na Figura 32-a. Em 2013, houve uma transição para silvicultura de eucalipto, que permaneceu até em meados de 2017, quando voltou novamente a ser pasto até 2023.

Na Figura 32-c, é possível identificar áreas escurecidas na zona ripária, causadas por um incêndio que ocorreu na área em maio de 2018. Após um ano do incidente, já era possível perceber sinais de recuperação da vegetação afetada, como observado na Figura 32-d. Os efeitos da perda de vegetação nas taxas de evapotranspiração serão discutidos no tópico de resultados e discussões.

Figura 32 – Mudança de uso do solo no entorno da zona ripária



Fonte: Imagens Google Earth

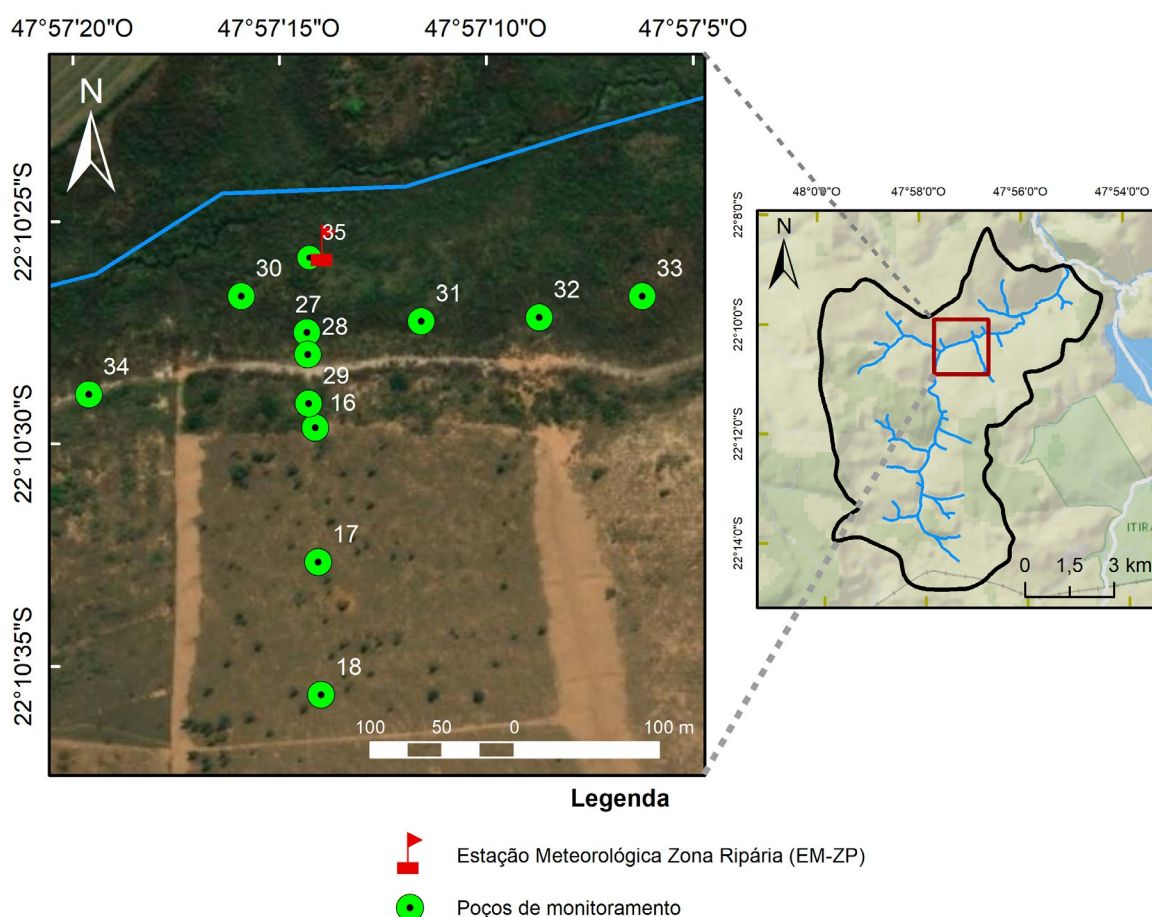
Legenda: 1 Incêndio ocorrido na zona ripária em 2018.

## 5 MATERIAIS E MÉTODOS

### 5.1 Monitoramento do nível freático

Para a estimativa da evapotranspiração da água subterrânea foram utilizados seis poços rasos com monitoramento automático, inseridos nos limites da zona ripária, sendo eles: PM-27, PM-28, PM-30, PM-31, PM-32, PM-33 e PM-35. Os transdutores de pressão total utilizados são da fabricante Solinst modelo Levellogger Edge Model 3001 com acurácia de  $\pm 0,05\%$  F.S. E para aplicação dos métodos propostos, foi utilizada uma resolução temporal de 15 minutos. As localizações dos poços no contexto da zona ripária são apresentadas na Figura 33 a seguir:

Figura 33 – Localização da zona ripária no contexto da Bacia do Ribeirão da Onça



Elaborado por: Autor, 2023



## 5.2 Compensação barométrica

Como discutido no tópico de revisão bibliográfica, os TPT necessitam do uso complementar de transdutores de pressão barométrica, ou TPB, de forma a remover os efeitos da pressão atmosférica nos dados de pressão absoluta medidos. Para o presente trabalho, utilizou-se dados de três TPB instalados em diferentes posições na bacia, sendo eles:

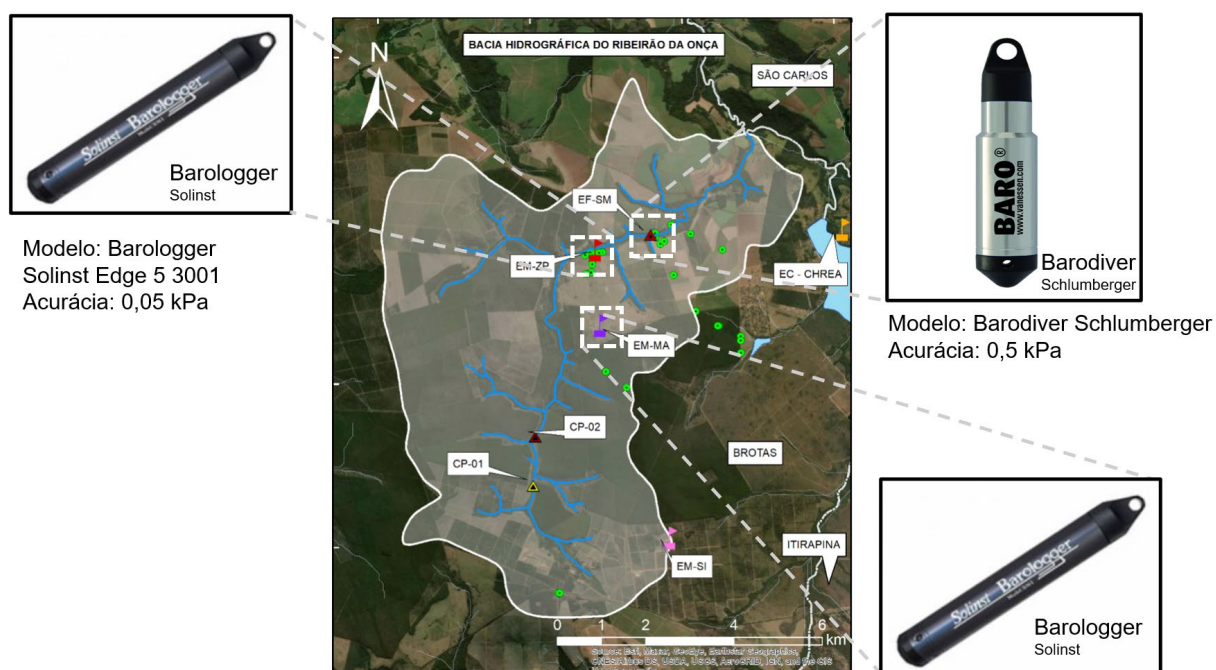
a) TPB PM-31: Transdutor de pressão barométrica da fabricante Solinst modelo Barologger Edge 3001, antes instalado no poço PM-31 entre os anos de 2018 e 2019, atualmente desativado;

b) TPB SMF: Transdutor da fabricante Schlumberger, instalado na Estação Fluviométrica Santa Maria da Fábrica, com dados de pressão atmosférica desde 2016;

c) TPB MA: Transdutor da fabricante Solinst modelo Barologger Edge 3001, instalado na Estação Meteorológica Automática da Monte Alegre, ativo desde 2019 até o presente.

A localização de cada dispositivo no contexto da BRO é apresentada na Figura 34. O processo de compensação barométrica foi realizado conforme a equação 5.1, a seguir:

Figura 34 – Localização dos transdutores de pressão barométrica utilizados no trabalho



$$P_{H_2O} = P_{abs} - P_{atm} \quad (5.1)$$

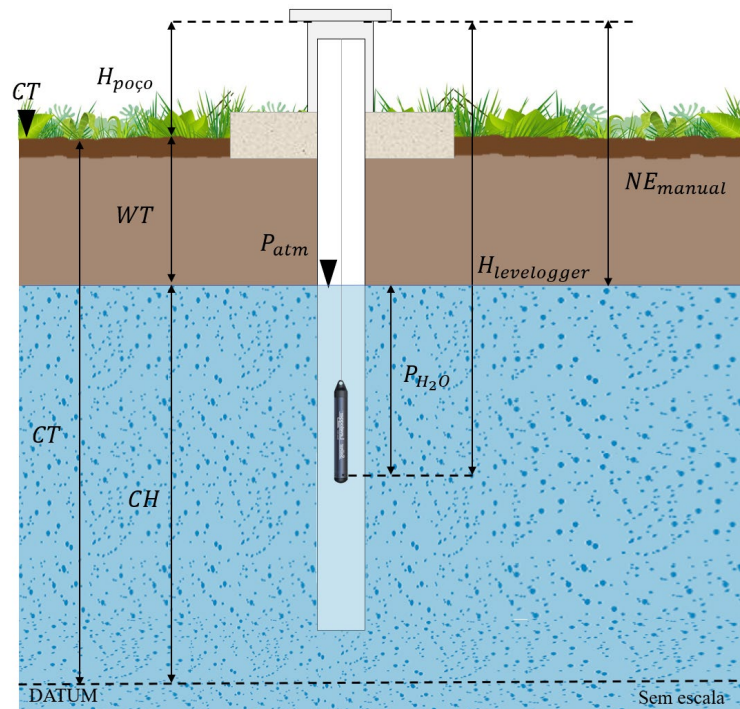
Em que  $P_{H_2O}$  é a pressão exercida pela coluna d'água acima do sensor equivalente a metros de coluna d'água (m.c.a),  $P_{abs}$  é a pressão registrada pelo transdutor de pressão em m.c.a e  $P_{atm}$  é a pressão atmosférica na área de estudo.

A estimativa da profundidade do nível freático foi feita com base na equação 5.2, em que  $WT$  (m) é a profundidade do nível de água,  $H_{levellogger}$  (m) é a profundidade do sensor de pressão em relação à boca externa do poço,  $H_{poço}$  (m) é a altura da boca externa do poço em relação ao solo e  $P_{H_2O}$  (m) é a carga de pressão da coluna d'água acima do sensor.

$$WT = H_{levellogger} - H_{poço} - P_{H_2O} \quad (5.2)$$

Na Figura 35 é apresentado um esquema com variáveis envolvidas na compensação barométrica.

Figura 35 – Esquema da compensação barométrica nos poços de monitoramento



Fonte: Autor, 2023. Legenda: CT: cota do terreno;  $NE_{manual}$ : leituras manuais.  $H_{poço}$ : altura da boca do poço; CH: carga hidráulica.

Para a avaliação da influência do processo de compensação barométrica nas estimativas de ET<sub>g</sub>, estimou-se as taxas diárias para cada poço com nível compensado com os diferentes TPB mencionados. Avaliou-se, se a transferência nos dados de pressão atmosférica para a zona ripária, afetam as estimativas de ET<sub>g</sub>. Para isto, utilizou-se a equação 3.25 apresentada no tópico de revisão bibliográfica:

$$P_Z = P_o \cdot e^{\left[-\frac{M \cdot g \cdot Z}{R \cdot T}\right]} \quad (3.25)$$

Em que,  $P_Z$  representa a pressão atmosférica transferida para o local desejado;  $P_o$  é a pressão atmosférica na altitude de referência;  $M$  é a massa molecular do ar ( $28,8 \times 10^{-3} \text{ kg} \cdot \text{mol}^{-1}$ );  $g$  é a aceleração da gravidade ( $9,81 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}$ );  $Z$  é o desnível em metros do ponto desejado em relação à referência;  $R$  é a constante universal dos gases ( $8,314 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ ) e  $T$  é a temperatura em Kelvin.

### 5.3 Suavização dos dados

#### 5.3.1 Regressão Polinomial Localmente Ponderada – filtro Loess

A maior resolução temporal no monitoramento do nível freático resulta também na captura de perturbações sensíveis que ocorrem no interior do poço, como aquelas provocadas por variações na temperatura, densidade do ar e pressão atmosférica. Estes ruídos prejudicam a interpretação dos dados e inviabilizando a sua utilização sem tratamento.

Estes ruídos geralmente apresentam sinais com frequência superior à observada nas flutuações causadas pela evapotranspiração, e podem ser reduzidos por meio de filtros de passa-baixa, suavizando o gráfico e reduzindo as incertezas envolvidas no monitoramento. Loheide et al. (2005) e Gribovszki et al. (2008) também recomendam a utilização destes filtros como uma fase inicial de tratamento de dados.

No presente trabalho será utilizado o filtro de Regressão Polinomial Localmente Ponderada ou simplesmente filtro Loess (CLEVELAND, 1979). A técnica de suavização consiste em estimar valores com base no ajuste polinomial de dados vizinhos. Para isto, é utilizado o método de mínimos quadrados ponderados, no qual é atribuído um peso para cada valor vizinho, dentro de uma janela pré-definida. O peso é definido conforme a distância euclidiana deste vizinho em relação ao ponto de

interesse, sendo calculado com base na equação tricúbica de Kernel, proposta por Altman (1992):

$$p_i = \left(1 - \left|\frac{y - y_i}{d(y)}\right|^3\right)^3 \quad (5.3)$$

Sendo  $p_i$  o peso,  $y$  o dado predito,  $y_i$  os dados vizinhos,  $d(y)$  a distância euclidiana entre o dado vizinho e o dado predito.

#### 5.4 Rendimento específico

Os parâmetros físico-hídricos utilizados na equação analítica de rendimento específico, como: porosidade total, retenção específica e condutividade hidráulica saturada foram obtidos por Ponton, com exceção do índice de distribuição de diâmetro dos poros ( $\lambda_{BC}$ ) e pressão de entrada de ar ( $h_a$ ), nos quais foram obtidos com auxílio da equação 3.23, transcrita a seguir:

$$S_y = \frac{(\eta - S_r)}{\Delta d} \left\{ \Delta d + \frac{h_a}{1 - \lambda_{BC}} \left[ \left(\frac{h_a}{d_1}\right)^{\lambda_{BC} - 1} - \left(\frac{h_a}{d_2}\right)^{\lambda_{BC} - 1} \right] \right\} \quad (3.23)$$

A equação 3.23 permite o cálculo do valor final de rendimento específico, após drenagem completa da camada não-saturada do solo. A calibração dos parâmetros  $\lambda_{BC}$  e  $h_a$  foi realizada a partir de sucessivas tentativas e erro, até que o valor final estimado (constante) se aproximasse do valor real obtido por Ponton (2017), sob condições similares encontradas em campo.

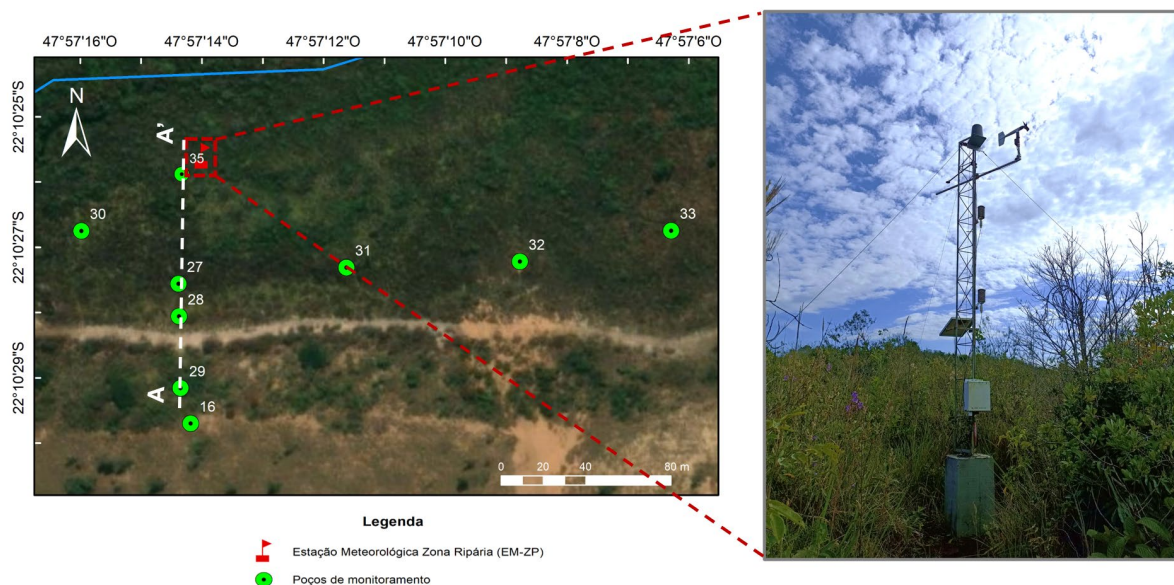
Em posse de todos os parâmetros físico-hídricos, o rendimento específico transiente foi calculado diariamente com base nas equações 3.17 a 3.22. O tempo de drenagem utilizado foi o decorrido entre os picos de máximo e mínimo diários, nos quais foram utilizados também para o cálculo da variação do nível d'água,  $\Delta d$ .

#### 5.5 Balanço de Energia - razão de Bowen

Os dados meteorológicos utilizados no balanço de energia foram obtidos a partir da Estação Meteorológica Automática Zona Ripária – EM-ZR, instalada na porção

central da área de estudo, Figura 36. Com um raio de bordadura de 75 metros, a estação coleta dados a cada 15 minutos de radiação solar, precipitação, temperatura, umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento e fluxo de calor sensível no solo, para uma área com vegetação ripária típica de mata de galeria de cerrado, com altura média de 3 metros (CARVAJALINO, 2019). Os registros são controlados e armazenados automaticamente em um Datalogger CR1000 da *Campbell Scientific Inc.*, protegido em uma caixa de abrigo, como é indicado na Figura 37.

Figura 36 – Localização da EM-ZR no contexto da zona ripária



Fonte: Autor, 2023.

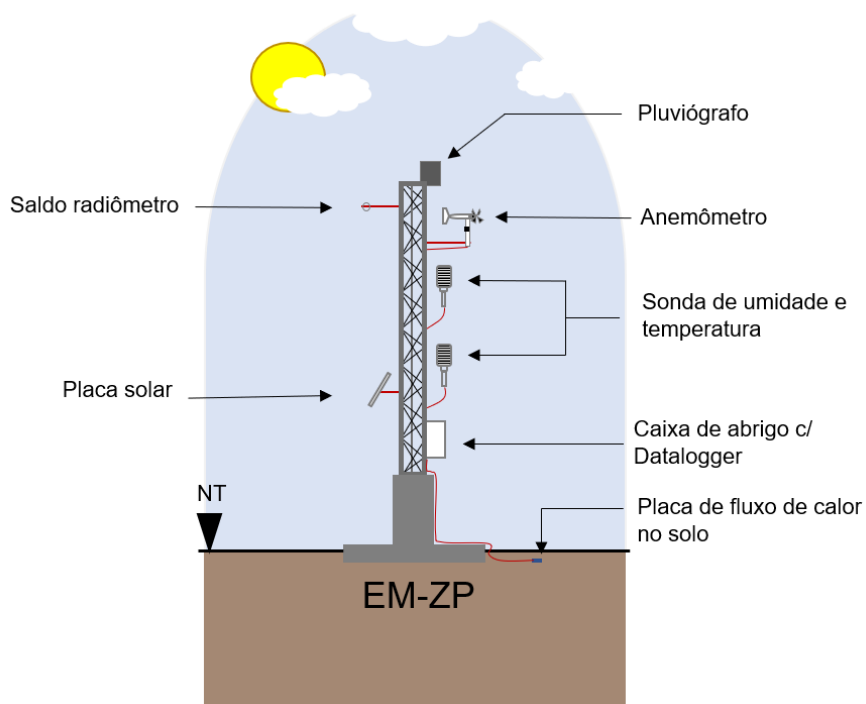
Atualmente, a torre conta com duas sondas de temperatura e umidade relativa do ar, modelo HMP155A da *Campbell Scientific, Inc.*, com acurácia de 0,20°C e 1,2% respectivamente. Os dispositivos são utilizados para monitorar dois pontos acima do dossel da vegetação, sendo o primeiro a 3,15 metros acima da superfície do solo e o segundo a 4,65 metros. Ambos dentro da camada de equilíbrio atmosférica<sup>25</sup>.

De 2018 até início de 2020, a radiação solar foi monitorada por um saldo radiômetro Q-7.1 da *Campbell Scientific Inc.*, instalado a uma altura de 5,0 metros,

<sup>25</sup> Carvajalino (2019) estimou uma altura da camada limite interna de 4,70 metros, com base nas equações de Munro e Oke (1975), Pereira, Sedyama e Nova (2013) e altura média da vegetação de 3,0 metros.

com faixa espectral de 0,25 a 60  $\mu\text{m}$ , e fatores de calibração nominal de  $9,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$  para valores positivos e  $11,9 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2} \text{ mV}^{-1}$  para valores negativos. O sensor foi danificado por pássaros em 2020, deixando a torre sem dados de radiação solar até sua substituição em 2022. O novo saldo radiômetro foi fabricado pela *Kipp & Zonen*, modelo NR-Lite 2-L, com faixa espectral de 0,2 a 100  $\mu\text{m}$ , sensibilidade nominal de  $10 \mu\text{V W}^{-1} \text{ m}^2$  e com capacidade de medir valores de radiação entre  $\pm 2000 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ .

Figura 37 – Esquemática dos sensores instalados na EM-ZP



Fonte: Autor, 2023.

O pluviógrafo de báscula, instalado a uma altura de 6,0 metros acima da superfície do solo, possui resolução de 0,254 mm e apresentou inconsistências nos dados em diversas ocasiões, devido principalmente ao entupimento ou perda do funil por ação de pássaros e/ou vento, como é apresentado na Figura 38. Vale ressaltar que entre 2020 e 2022, o monitoramento foi dificultado devido à pandemia global de COVID-19 que ocorreu durante o período e limitou fortemente as campanhas de campo.



Figura 38 – Identificação da perda do funil do pluviógrafo após inspeção de campo realizada em 22 de novembro de 2021



Fonte: Autor, 2023.

De forma similar ao saldo radiômetro, o anemômetro da EM-ZP também foi substituído em 2022 após constatação de mal funcionamento durante o período de 2019 a 2022. O primeiro equipamento, da fabricante Davis, estava posicionado a uma altura de 5,25 metros, e tinha acurácia de  $\pm 1,1 \text{ m.s}^{-1}$  para velocidade e  $\pm 7^\circ$  para direção do vento, com capacidade de medir faixas de velocidades entre 0 a  $76 \text{ m.s}^{-1}$  e direção entre 0 a  $355^\circ$ , com resolução de  $0,5 \text{ m.s}^{-1}$  e  $1^\circ$ .

O anemômetro atualmente instalado na torre é da fabricante R.M Young, modelo 05103-L, capaz de medir velocidades entre 0 a  $100 \text{ m.s}^{-1}$  e direção entre 0 a  $355^\circ$ . Com acurácia de  $\pm 0,3 \text{ m.s}^{-1}$  e  $\pm 3^\circ$ , o novo dispositivo tem resolução de  $0,098 \text{ m.s}^{-1}$ .

O fluxo de calor sensível no solo é medido por meio de uma placa Hukseflux modelo HFP01, capaz de ler valores na faixa de  $\pm 2000 \text{ W.m}^{-2}$ , e com sensibilidade nominal de  $60 \times 10^{-6} \text{ V.W}^{-1}.\text{m}^2$ , e acurácia de  $\pm 3\%$ .

Tabela 6 – Resumo da instrumentação na EM-ZR

<b>Equipamento</b>	<b>Quantidade</b>	<b>Posição* (m)</b>
Saldo radiômetro NR-Lite 2-L	1	5,0
Sonda de temperatura e umidade HMP155A	2	3,15 e 4,65
Anemômetro R.M Young 05103-L	1	5,25
Placa de fluxo de calor Hukseflux HFP01	1	-0,05
Datalogger Campbell Scientific Inc. CR1000	1	1,75
Pluviógrafo	1	6,0

Fonte: Autor, 2023.

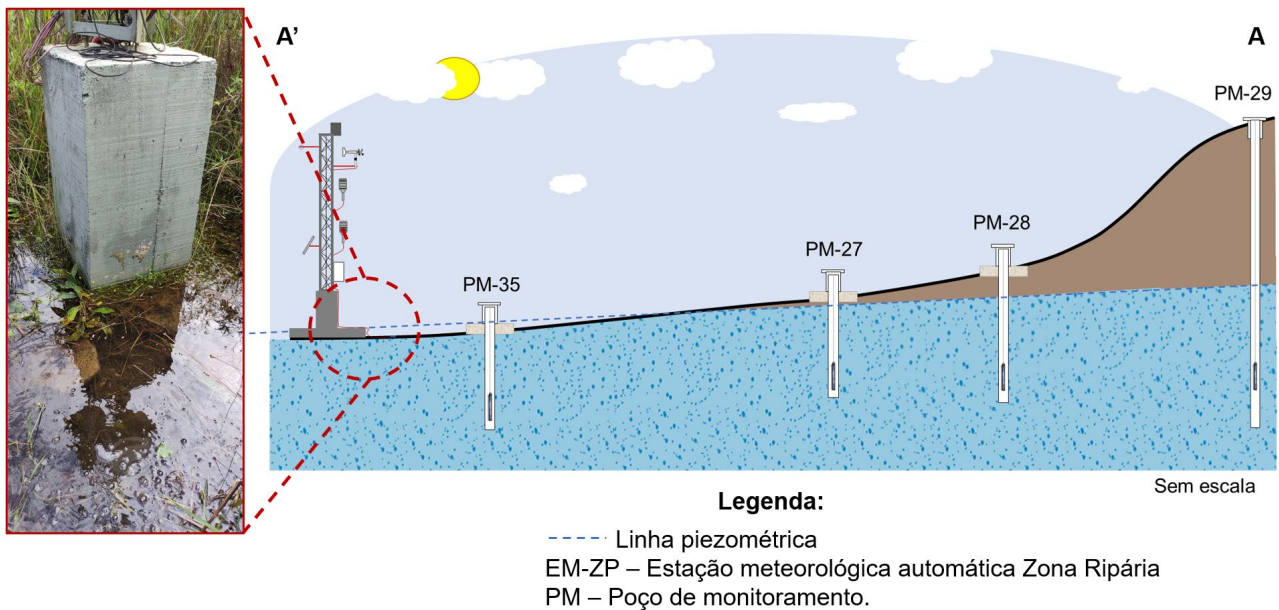
\*Em relação à superfície do terreno

No período de instalação da torre EM-ZR, a área de estudo ainda se recuperava dos efeitos da crise hídrica, que instalou no estado de São Paulo entre meados de 2014 e início de 2016. No entanto, conforme a zona ripária se recuperava, o nível freático oscilava cada vez mais próximo à superfície do solo, chegando a aflorar nas porções mais internas, como as áreas próximas ao poço PM-35 e da própria estação EM-ZR.

A ascensão do nível freático na área, repercute não somente nos dados de nível nos poços de monitoramento, mas também nos dados de fluxo de calor sensível no solo. A permanente submergência da placa Hukseflux, instalada próxima à torre, pode afetar tanto os valores medidos pelo sensor quanto a representatividade dos dados para a área de estudo. Na Figura 39 é apresentada uma representação da condição do nível piezométrico na área de estudo, onde é possível observar a existência de uma lâmina d'água permanente na base da torre EM-ZR.



Figura 39 – Seção esquemática A-A' entre o poço PM-29 e EM-ZR. Elevação do nível freático acima da superfície do solo na zona ripária



Fonte: Autor, 2023.

#### 5.5.1.1 Estimativa da Evapotranspiração

As estimativas de ET baseadas no balanço de energia foram utilizadas como referência para os valores de ET<sub>g</sub>. Isto é possível na zona ripária devido à estreita conexão hidráulica existente entre a água do solo e subterrânea. Para isto, utilizou-se as equações 3.28 a 3.34 para a estimativa do fluxo de calor latente na área, cujas variáveis foram obtidas na EM-ZR.

### 5.6 MÉTRICAS ESTATÍSTICAS

#### 5.6.1 Coeficiente de correlação de Pearson

O coeficiente de correlação de Pearson  $\rho(x,y)$  é obtido pela divisão da covariância pelo desvio padrão de duas populações  $\sigma_x$  e  $\sigma_y$ . O seu valor pode variar entre -1 e 1, que representam uma correlação perfeita negativa ou positiva, respectivamente.

$$\rho = \frac{\sum(x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\sum(x_i - \bar{x})^2 \sum(y_i - \bar{y})^2}} \quad (5.4)$$

### 5.6.2 Erro médio absoluto (MAE) e Erro percentual médio absoluto (MAPE)

O erro médio absoluto (MAE) é uma métrica estatística que mede a diferença entre as duas variáveis em termos absolutos e pode ser calculado pela equação (4.14).

$$MAE = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n |x_i - y_i| \quad (5.5)$$

O erro percentual médio absoluto (MAPE) mede a diferença relativa entre as duas variáveis e pode ser calculado por meio da equação (4.15).

$$MAPE (\%) = \frac{100}{n} \sum_{i=1}^n \left| \frac{x_i - y_i}{x_i} \right| \quad (5.6)$$

### 5.6.3 Erro Médio (ME) e Erro Percentual Médio (MPE)

O erro médio ou viés foi utilizado para medir se uma variável é sistematicamente maior ou menor que outra.

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (x_i - y_i)$$

O erro percentual médio foi utilizado para indicar a tendência percentual de subestimação ou superestimação entre as duas variáveis.

## 6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

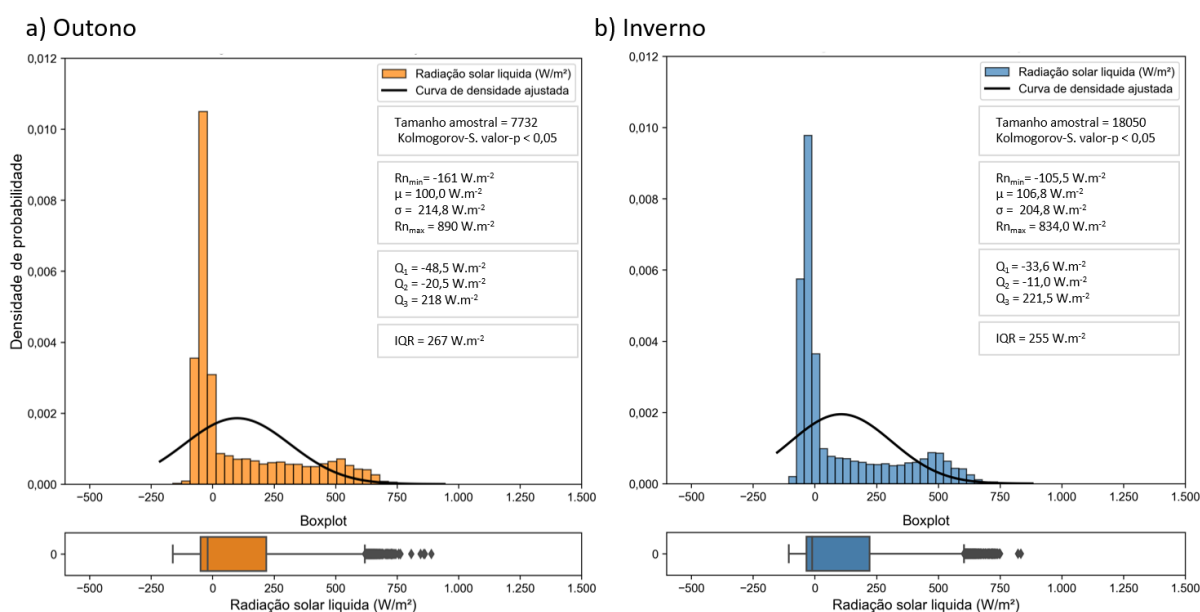
### 6.1 Monitoramento das variáveis climáticas

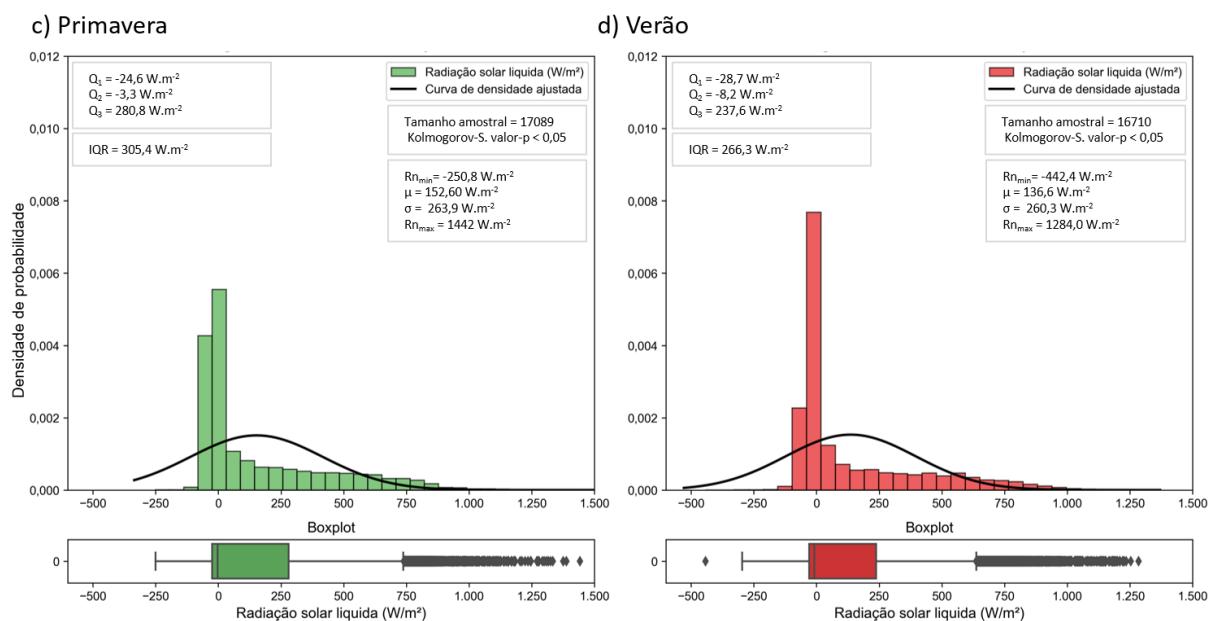
#### *Radiação Solar*

A radiação líquida medida na área de estudo fornece o resultado de um balanço energético entre a radiação solar incidente na área, predominantemente de ondas curtas, emitida pelo sol e a radiação térmica, emitida pela superfície terrestre, de ondas longas. O resultado pode ser tanto positivo durante o período do dia, quando há mais energia chegando na superfície do que saindo, quanto negativo, durante o período da noite.

Para melhor compreensão dos resultados, os dados foram agrupados por estação do ano. A distribuição de probabilidade de cada estação do ano é apresentada na Figura 40. Nela é possível verificar que os dados não seguiram uma distribuição normal (valor-p < 0,05) e apresentaram um forte inflacionamento de valores negativos, associados ao período noturno. A concentração destes valores aumentou durante o outono e inverno, quando os dias são mais curtos e as noites mais longas, provocando um deslocamento do histograma para a esquerda.

Figura 40 – Histograma de densidade de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de radiação solar (RN) na área de estudo durante o período avaliado





Fonte: Autor, 2023.

Com o objetivo de melhorar a compreensão do comportamento da radiação líquida durante o período de insolação e permitir uma melhor análise exploratória dos dados, optou-se por remover estes valores negativos<sup>26</sup> da série temporal ( $R_n < 0$ ). De forma geral, as estações apresentaram tendências centrais muito próximas entre si, com medianas próximas a  $289 \text{ W.m}^{-2}$ . A menor média foi observada durante o inverno,  $293,5 \pm 195 \text{ W.m}^{-2}$ , ao passo que a maior foi observada na primavera,  $344,4 \pm 267 \text{ W.m}^{-2}$ . Nesta última, também foi encontrado o maior pico entre todas as estações, de  $1442 \text{ W.m}^{-2}$ . No verão, por outro lado, houve uma maior dispersão dos dados, com intervalo interquartil de  $457,2 \text{ W.m}^{-2}$ .

De modo geral, cinquenta por cento dos dados centrais de radiação líquida positiva oscilou entre  $107,3$  e  $507,9 \text{ W.m}^{-2}$  para todo o período considerado. O resumo da estatística descritiva pode ser verificado na Tabela 7 e a distribuição dos dados pode ser visualizada por meio dos box-plots apresentados na Figura 41.

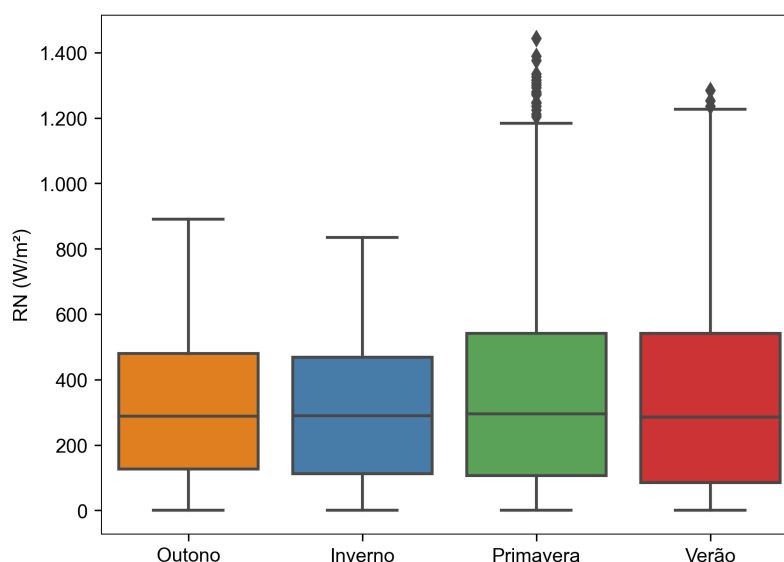
<sup>26</sup> Remoção somente para fins de análise estatística

Tabela 7 - Resumo da estatística descritiva da radiação solar líquida na área de estudo, desconsiderando valores negativos

Estatística	Unidade	Outono	Inverno	Primavera	Verão
<b>Contagem (dados)</b>	dados	3195	7647	8302	7587
<b>Média</b>	W.m <sup>-2</sup>	304,2	293,5	344,4	337,2
<b>Desvio</b>	W.m <sup>-2</sup>	200,4	194,9	267,1	273,8
<b>Min</b>	W.m <sup>-2</sup>	0,0	0,0	0,0	0,0
<b>Q1 (25%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	125,8	111,8	107,0	84,4
<b>Q2 (50%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	288,2	289,3	294,8	284,9
<b>Q3 (75%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	479,3	468,8	541,9	541,6
<b>Máx</b>	W.m <sup>-2</sup>	890,0	834,0	1442,0	1284,0

Fonte: Autor, 2023.

Figura 41 – Box-plot dos dados de radiação solar líquida sem valores negativos



Fonte: Autor, 2023.

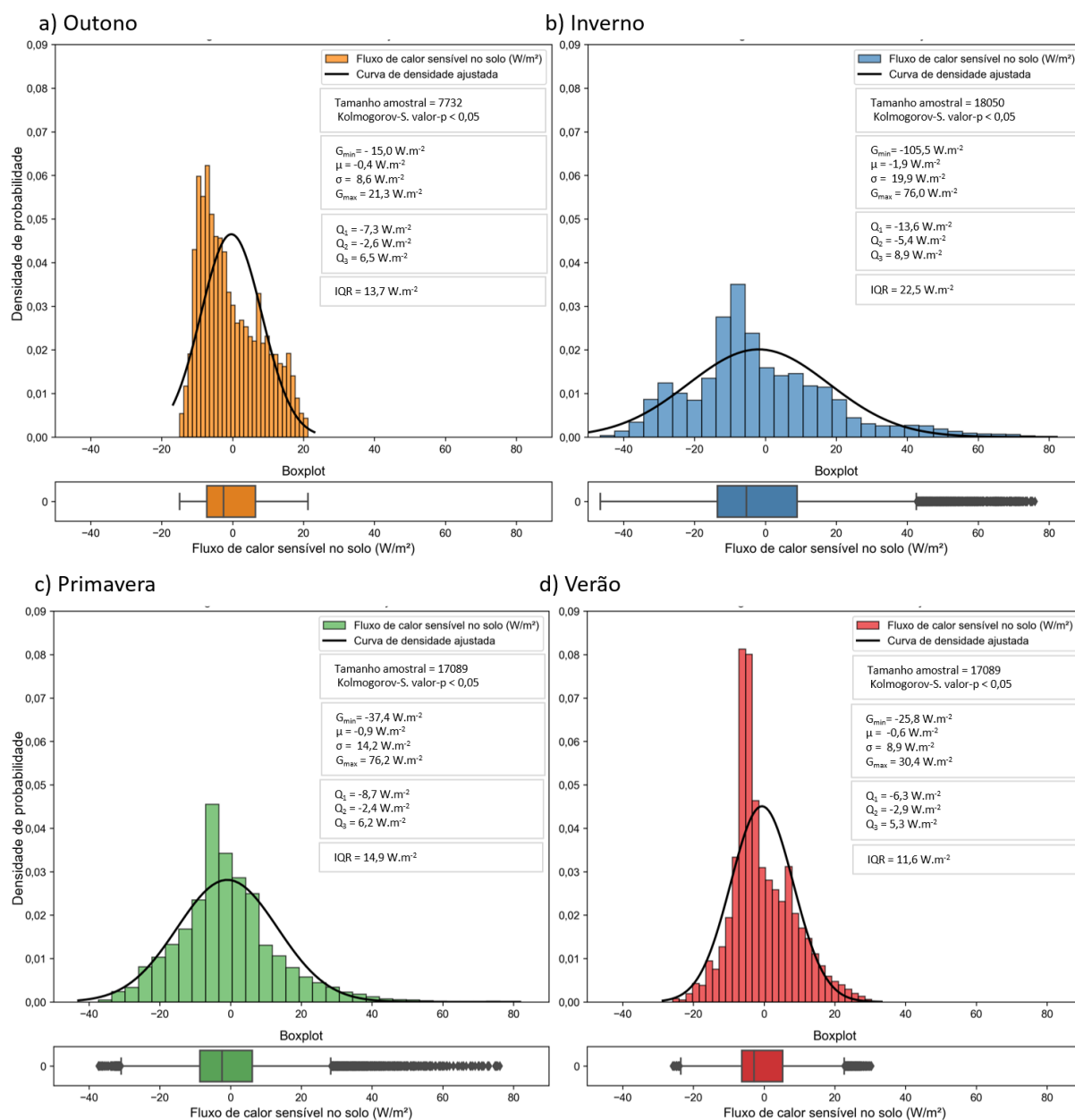
### *Fluxo de calor sensível no solo*

Com relação ao fluxo de calor sensível no solo, de forma similar à radiação líquida, durante o período da noite há inversão no sentido do fluxo, indicando a perda de energia para o ambiente e produzindo valores negativos. Na Figura 42 é possível observar que a distribuição de probabilidade dos dados apresentou maior simetria, em relação à radiação líquida, com medianas próximas à  $-3,3 \text{ W.m}^{-2}$ . O inverno e a primavera foram as estações com maiores dispersões nos dados e os períodos onde ocorreram os maiores picos, de  $76,0$  e  $76,6 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. Em especial no

inverno, os dados oscilaram entre  $-105,5$  e  $76,0 \text{ W.m}^{-2}$ , com intervalo interquartil de  $22,5 \text{ W.m}^{-2}$ .

Considerando somente os valores positivos de fluxo, constatou-se ainda que o inverno também foi a estação com maior mediana e média, apresentando valores de  $13,7$  e  $17,9 \text{ W.m}^{-2} \pm 15,5 \text{ W.m}^{-2}$ , respectivamente. Valores estes quase duas vezes superiores aos observados na primavera e verão (períodos com maior radiação líquida).

Figura 42 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de fluxo de calor sensível no solo ( $G$ ) na área de estudo durante o período avaliado



Fonte: Autor, 2023.

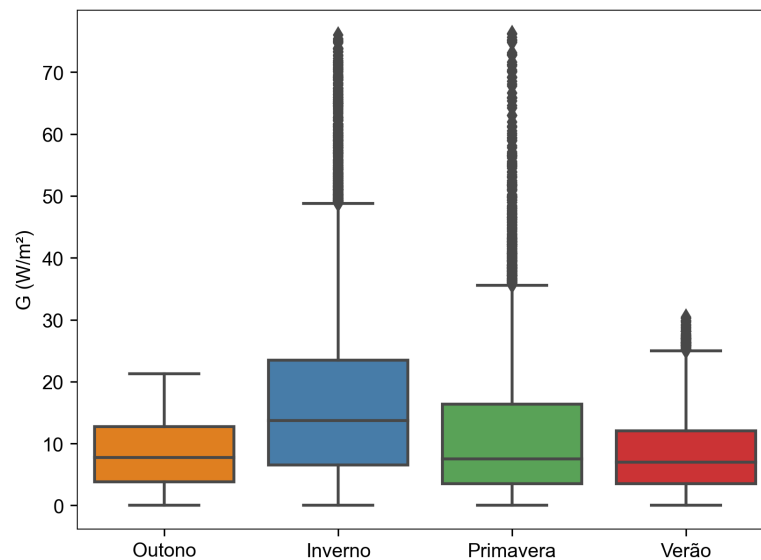
Na Tabela 8 é apresentado o resumo da estatística descritiva dos dados sem valores negativos e na Figura 43 é possível visualizar a sua distribuição por meio dos box-plots.

Tabela 8 – Resumo da estatística descritiva dos dados de fluxo de calor sensível no solo

Estatística	Unidade	Outono	Inverno	Primavera	Verão
<b>Contagem (dados)</b>	dados	3205	6904	7150	6510
<b>Média</b>	W.m <sup>-2</sup>	8,5	17,9	11,6	8,5
<b>Desvio</b>	W.m <sup>-2</sup>	5,4	15,5	11,4	6,3
<b>Min</b>	W.m <sup>-2</sup>	0	0	0	0
<b>Q1 (25%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	3,9	6,6	3,6	3,5
<b>Q2 (50%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	7,7	13,7	7,5	7
<b>Q3 (75%)</b>	W.m <sup>-2</sup>	12,7	23,5	16,3	12,1
<b>Máx</b>	W.m <sup>-2</sup>	21,3	76,0	76,2	30,4

Fonte: Autor, 2023.

Figura 43 – Box-plot dos dados de fluxo de calor sensível no solo sem valores negativos



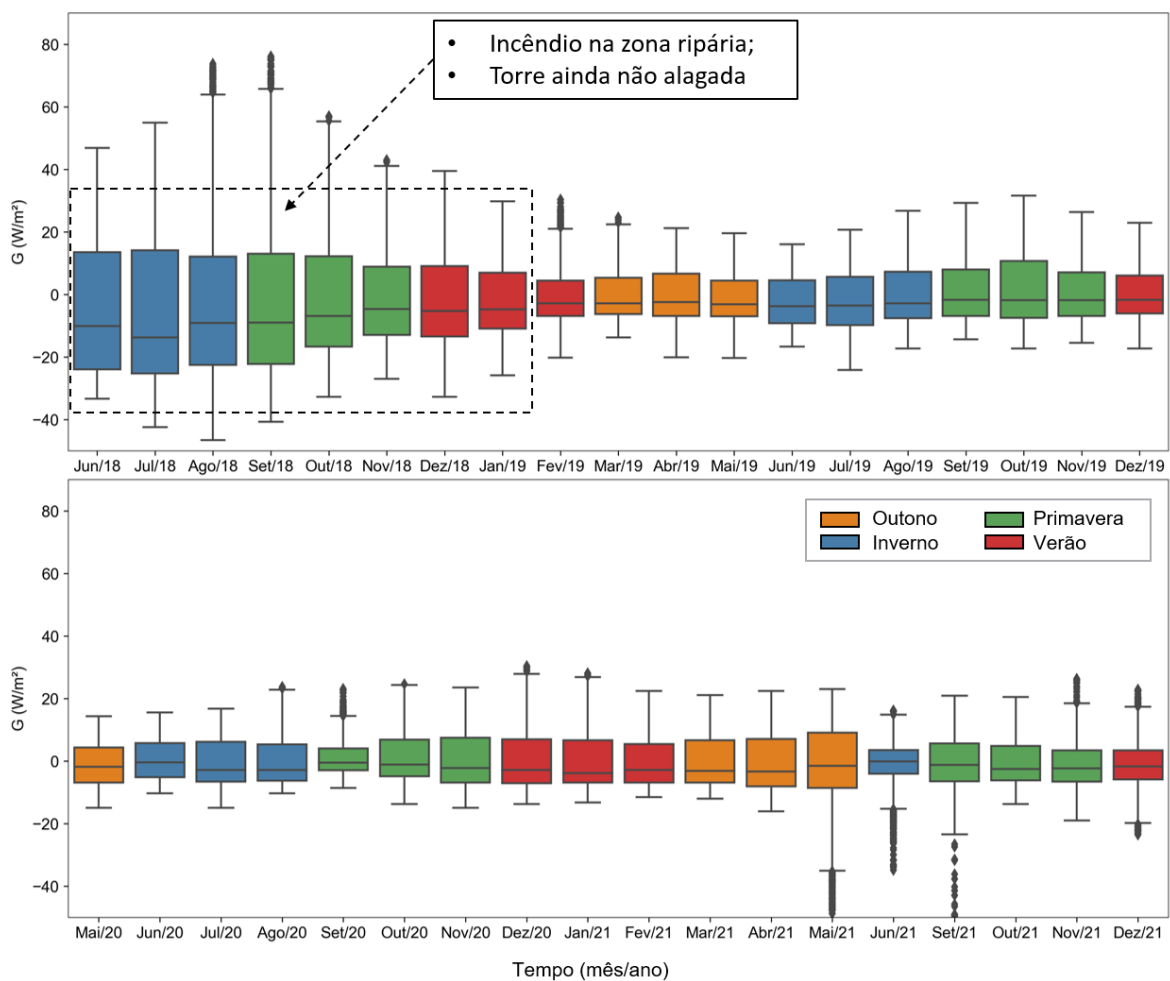
Fonte: Autor, 2023.

Como apresentado em capítulos anteriores, a zona ripária passou por algumas transformações desde a instalação da torre em 2018. Logo nos primeiros meses de monitoramento, a área estava se recuperando de um incêndio que afetou tanto a vegetação quanto o solo na área, como indicado na Figura 32. Além disso, durante o

mesmo período, o nível freático encontrava-se mais profundo do que se encontra atualmente, possivelmente devido a sua recuperação após a crise hídrica que atingiu o estado de São Paulo entre 2013 e 2015. Atualmente, o entorno da torre, onde a placa de fluxo está instalada a 15 cm abaixo da superfície, encontra-se permanentemente alagado, como representado na Figura 39.

Estes fatores afetaram os dados de fluxo de calor sensível no solo ao longo do tempo, como é possível observar na tendência dos dados apresentados na Figura 44. Na figura, é possível identificar um período com maior variação dos dados, principalmente no inverno e primavera de 2018, que coincidem com o período de recuperação da área.

Figura 44 – Variação e tendência do fluxo de calor sensível no solo na área de estudo entre 2018 e 2021



Fonte: Autor, 2023.



A maior exposição do solo ao sol, devido à diminuição da cobertura vegetal causada pelo incêndio, pode ter aumentado o fluxo de calor sensível em 2018, permitindo o maior aquecimento durante o dia e também o maior resfriamento durante a noite, o que pode explicar a maior variabilidade dos dados. Além disso, como pode ser observado pela coloração mais escura da superfície, na Figura 39, o albedo pode ter sofrido alterações durante o período, aumentando a capacidade de absorção de energia pelo solo.

A formação de uma lâmina de água permanente acima do sensor também pode ter sido uma possível causa para a mudança no comportamento dos dados ao longo do tempo. Devido ao elevado calor específico da água, as oscilações nos fluxos podem estar sendo atenuadas pelo atraso provocado no aquecimento e resfriamento da água. Da mesma forma que o líquido demora para aquecer durante o dia, demora para resfriar durante a noite. Os picos, positivos e negativos, também tendem a amortecidos, exibindo menores valores. De forma geral, a presença de represamento na área pode subestimar os fluxos de calor sensível verdadeiros, não contabilizando o calor armazenado na lâmina d'água acima da superfície do solo.

Em resumo, há certa incerteza em relação aos dados de fluxo de calor sensível no solo em função dos fatores supracitados. A atual posição da placa pode afetar a representatividade dos dados, provocando um amortecimento nos valores medidos, assim como o incêndio pode ter alterado as características do solo durante o período de recuperação da vegetação.

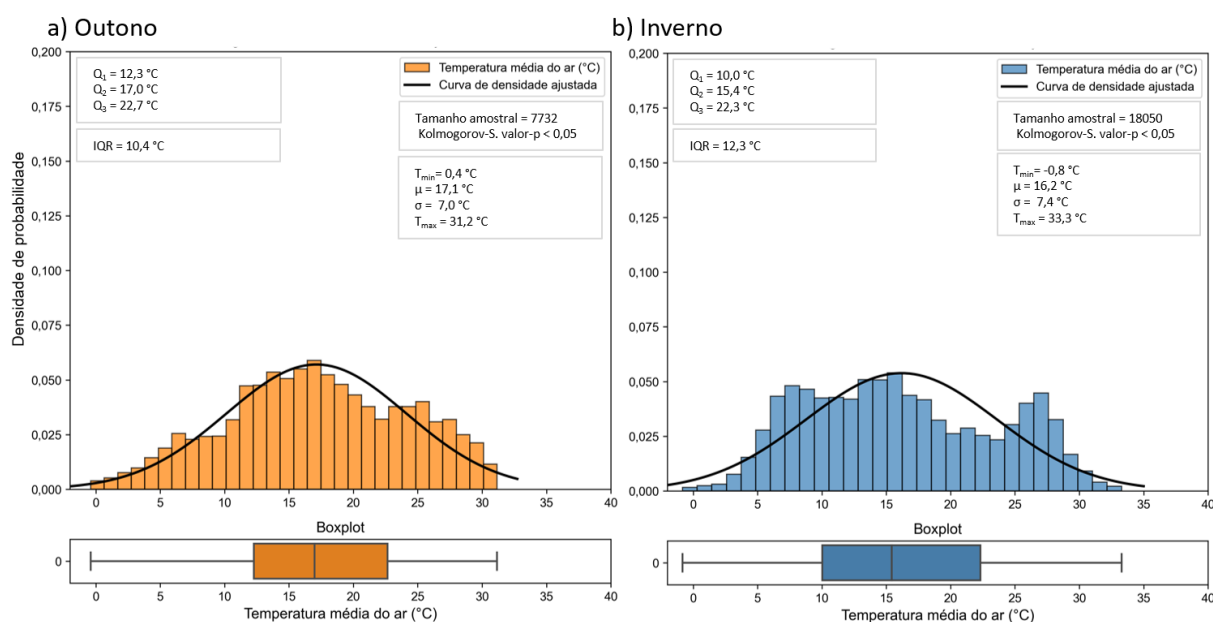
#### *Temperatura média do ar*

Os dados de temperatura do ar apresentados a seguir, correspondem à média aritmética dos valores medidos nos sensores, superior e inferior, instalados na torre da zona ripária. No inverno, cinquenta por cento dos dados centrais oscilaram entre 10 e 22°C, com mediana e média de 16,2 e 15,4°C  $\pm$  7,4°C, respectivamente. No gráfico de distribuição de probabilidade, apresentado na Figura 45, houve uma ligeira tendência de comportamento bimodal, possivelmente associado às grandes variações diárias que ocorrem na região, com elevadas temperaturas durante o dia e baixas temperaturas durante o período da noite. Ainda no inverno, por exemplo, a mínima registrada foi de -0,8°C, enquanto a máxima foi de 33,3 °C.

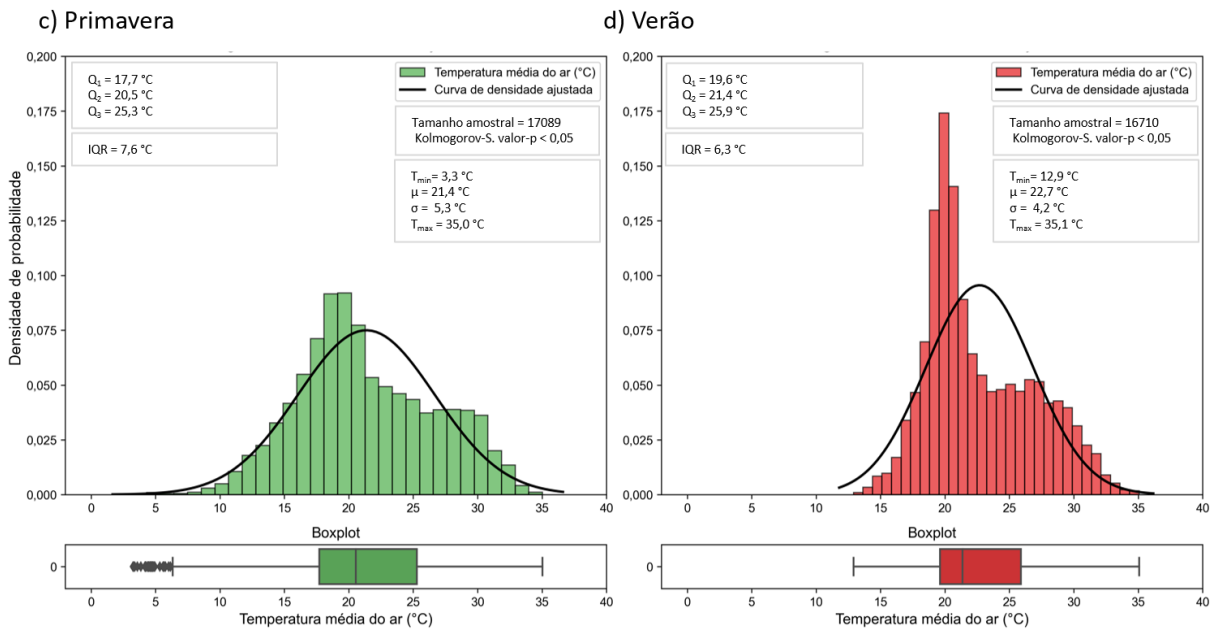
O verão foi a estação mais quente durante o período, com mediana e média de 21,4 e 22,7 °C  $\pm$  4,2 °C, com mínima de 12,9 °C e máxima de 35,1°C. A primavera,

apesar da quantidade de radiação recebida, apresentou temperaturas mais amenas que a estação sucessora, com média e mediana de 20,6 e 21,4 °C ± 5,3 °C. Por fim, o outono apresentou mediana e média de 17,0 e 17,1 °C ± 7,0 °C, com mínima de -0,4 °C e máxima de 31,2 °C. Na Tabela 9 é apresentado o resumo da estatística descritiva dos dados de temperatura por estação do ano. Vale mencionar que as estatísticas refletem somente os dados utilizados nas estimativas da ET pelo método de balanço de energia – razão de Bowen.

Figura 45 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de temperatura média do ar ( $T_{med}^{27}$ ) na área de estudo durante o período avaliado



<sup>27</sup> A  $T_{med}$  foi obtida pela média entre a temperatura registrada nos sensores superior e inferior;



Fonte: Autor, 2023.

Tabela 9 – Resumo da estatística descritiva dos dados de temperatura

Estatística	Unidade	Outono	Inverno	Primavera	Verão
<b>Contagem (dados)</b>	dados	7732	18050	17089	16710
<b>Média</b>	°C	17,1	16,2	21,4	22,7
<b>Desvio</b>	°C	7,0	7,4	5,3	4,2
<b>Min</b>	°C	-0,4	-0,8	3,3	12,9
<b>Q1 (25%)</b>	°C	12,3	10,0	17,7	19,6
<b>Q2 (50%)</b>	°C	17,0	15,4	20,6	21,4
<b>Q3 (75%)</b>	°C	22,7	22,3	25,3	25,9
<b>Máx</b>	°C	31,2	33,3	35,0	35,1

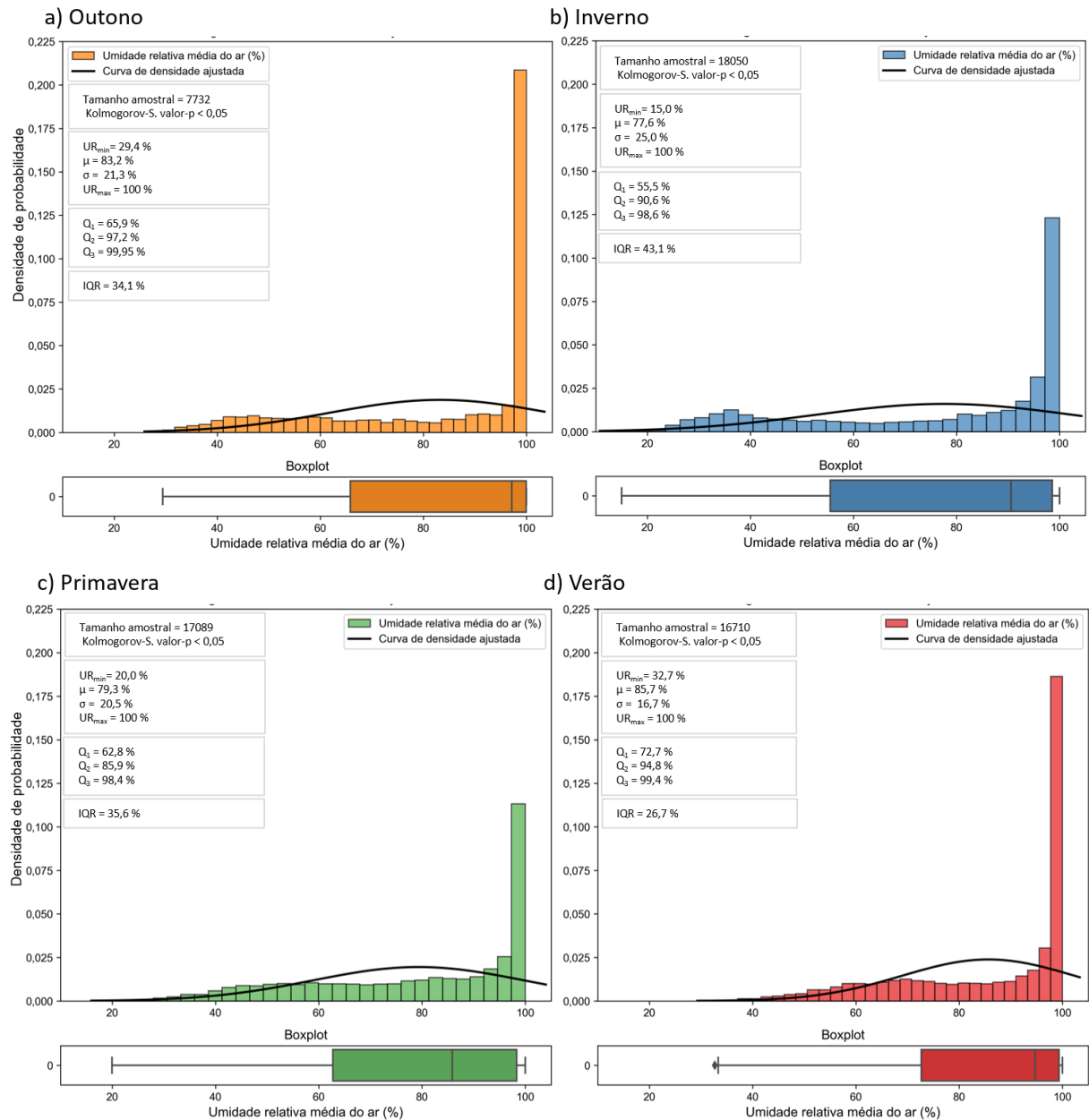
Fonte: Autor, 2023.

### Umidade relativa do ar

De forma similar aos dados de temperatura do ar, os valores de umidade relativa são referentes à média aritmética dos dados medidos em duas alturas na torre da zona ripária. No outono, cinquenta por cento dos valores oscilaram entre 65,9 e 99,95%, com mínima de 29,4% e mediana de 97,2%. No inverno, a mínima chegou a 15%, enquanto cinquenta por cento dos dados centrais variaram entre 55,5 e 98,6%, sendo a estação mais seca. Percebe-se, através da Figura 46, que os gráficos de distribuição de probabilidade apresentaram assimetria oposta à radiação líquida, com grande concentração dos dados próxima à 100%. A primavera foi a estação com menor tendência central dos dados, com mediana de 85,9% e IQR de 35,6%. Por fim,

o verão foi a estação mais úmida, com os dados centrais variando entre 72,7 e 99,4%, e mediana de 94,8%. Na Tabela 10 é apresentado o resumo da estatística descritiva dos dados para cada estação.

Figura 46 – Histograma de distribuição de probabilidade e box-plot dos dados observados de umidade relativa do ar na área de estudo durante o período avaliado



Fonte: Autor, 2023.

Tabela 10 – Resumo da estatística descritiva dos dados de umidade relativa do ar

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>Outono</b>	<b>Inverno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verão</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	7732	18050	17089	16710
<b>Média</b>	%	83,2	77,6	79,3	85,7
<b>Desvio</b>	%	21,3	25,0	20,5	16,7
<b>Min</b>	%	29,4	15,0	20,0	32,7
<b>Q1 (25%)</b>	%	65,9	55,5	62,8	72,7
<b>Q2 (50%)</b>	%	97,2	90,6	85,9	94,7
<b>Q3 (75%)</b>	%	99,9	98,6	98,4	99,4
<b>Máx</b>	%	100	100	100	100

Fonte: Autor, 2023.

## 6.2 Estimativa da evapotranspiração pelo método de Balanço de energia – razão de Bowen

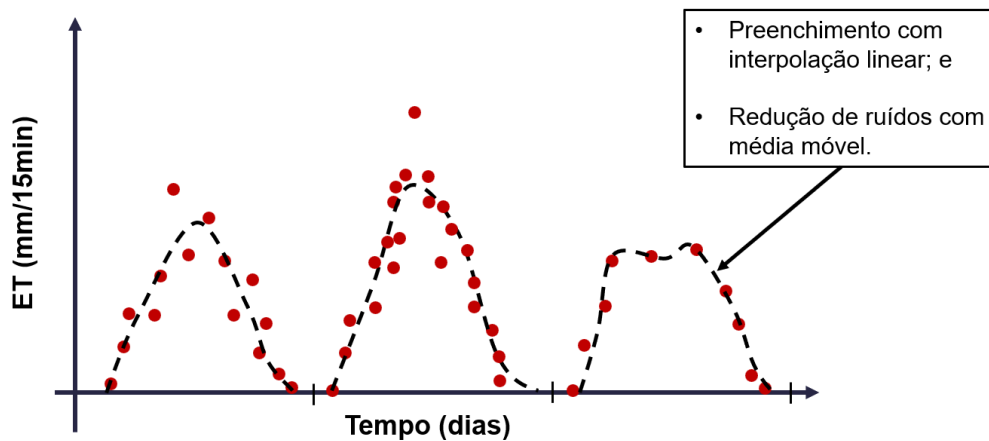
O método de balanço de energia foi aplicado na área de estudo entre os dias 20 de junho de 2018 e 15 de março de 2023. Com exceção do intervalo entre 28 de março de 2019 e 09 de abril de 2022, período no qual a torre ficou sem saldo radiômetro, como mencionado no capítulo de materiais e métodos.

Estimativas inconsistentes foram rejeitadas conforme o critério propagação de erros proposto por Romano Giudici (2009), com limite de rejeição  $\epsilon = 1$ , seguindo recomendação de Carvajalino (2019). Para o cálculo da ET diária, aplicou-se uma interpolação linear para preenchimento de estimativas intermediárias rejeitadas. Em seguida, uma média aritmética móvel simples com janela de 7 dados vizinhos foi aplicada para suavização de ruídos, como indicado na Figura 47-a.

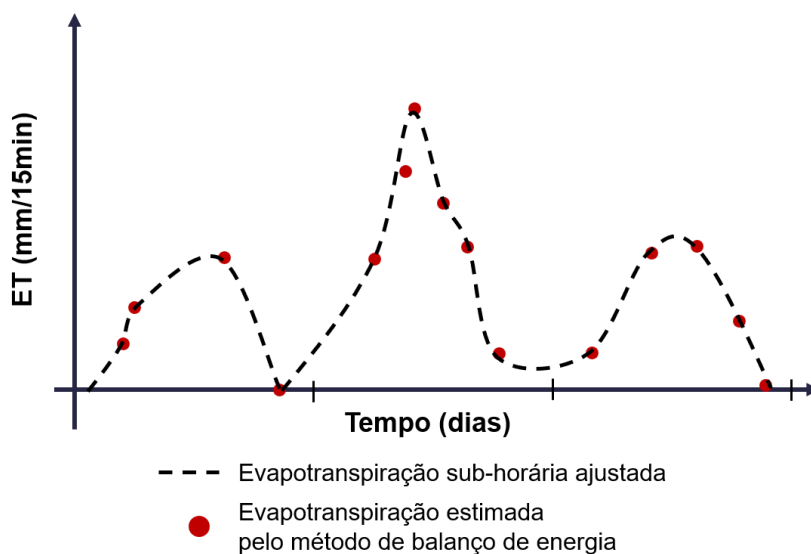
A interpolação não é indicada para critérios de rejeição muito restritivos, como o proposto por Ohmura (1982), cuja a elevada taxa de rejeição compromete a interpolação e capacidade da média móvel de reproduzir adequadamente o comportamento da evapotranspiração em escala sub-diária, como ilustrado na Figura 47-b.

Figura 47 – Esquematização da interpolação linear aplicada aos dados válidos de ET, para reconstrução de estimativas rejeitadas

a) Critério de rejeição pouco rigoroso



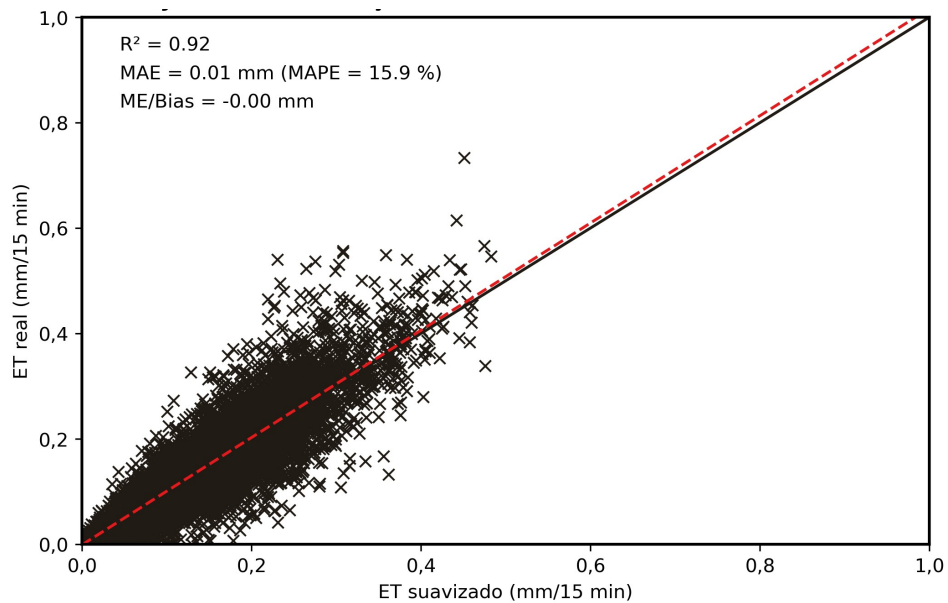
b) Critério de rejeição rigoroso



Fonte: Autor, 2023.

A média móvel apresentou um bom ajuste com os dados brutos, com coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,92 e erro médio absoluto (MAE) de 0,01 mm (MAPE = 15,9%), não havendo incremento de viés nos dados, como apresentado na Figura 48.

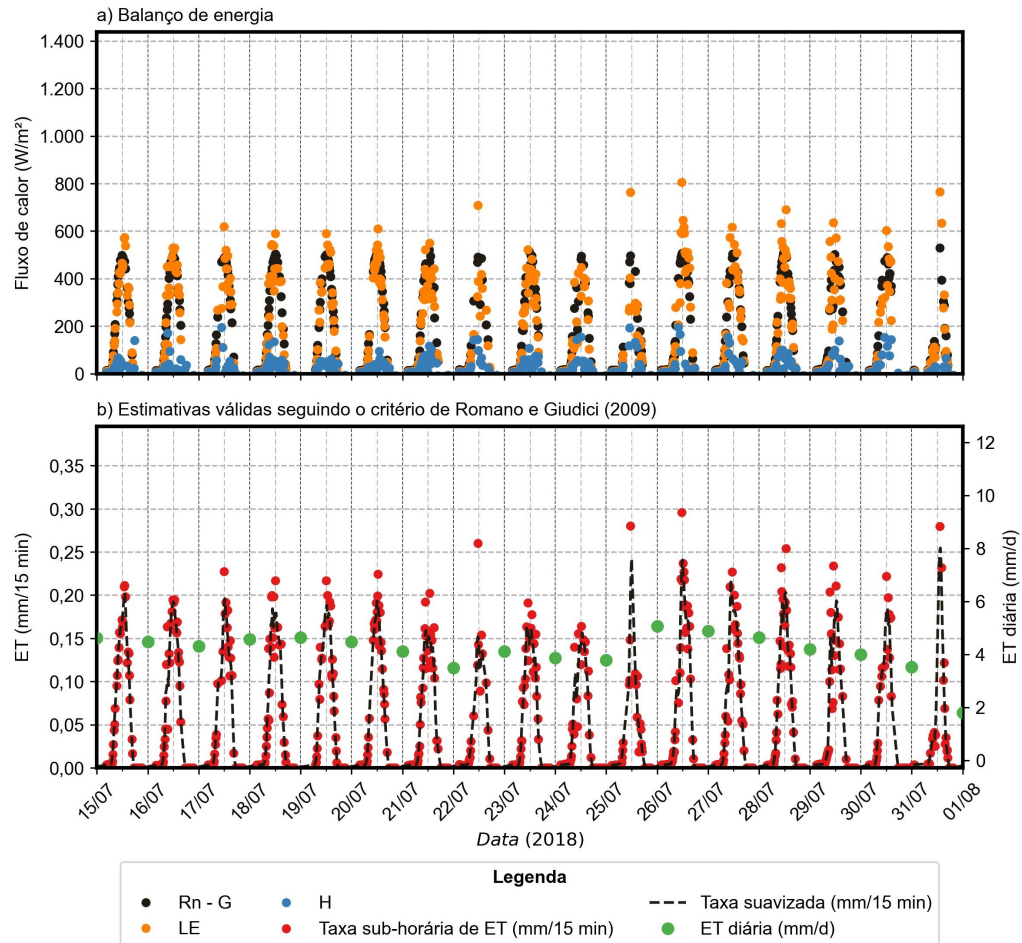
Figura 48 – Gráfico de correlação entre valores reais de ET e valores suavizados com média móvel



Fonte: Autor, 2023.

O ajuste nos dados reais pode ser visualizado na Figura 49, no qual também é possível verificar o comportamento da energia disponível ( $R_n - G$ ), fluxo de calor latente ( $\lambda E$ ) e sensível no ar ( $H$ ), evapotranspiração sub-horária e diária para o período do inverno de 2018, na primeira quinzena de julho.

Figura 49 – Evapotranspiração na zona ripária com base no método de balanço de energia – razão de Bowen

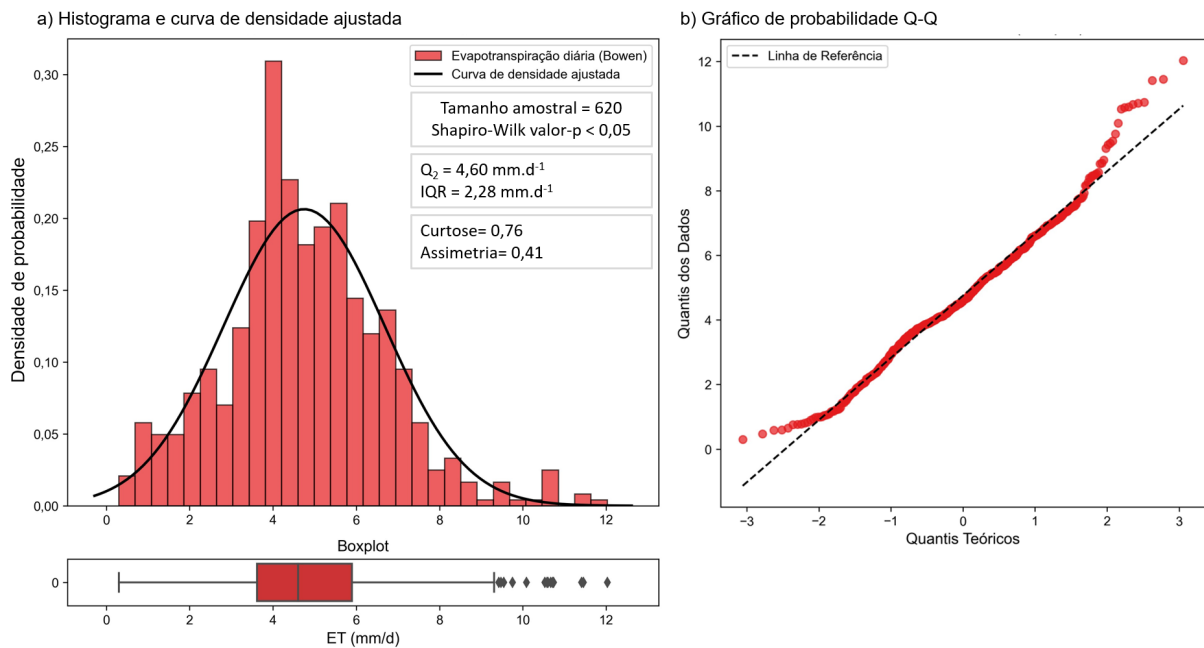


Fonte: Autor, 2023.

A evapotranspiração na área de estudo variou entre 0 e 12  $mm \cdot d^{-1}$ , com mediana e média de 4,6  $mm \cdot d^{-1}$  e  $4,8 \pm 1,93\ mm \cdot d^{-1}$ , respectivamente. Ao todo foram gerados 620 dados de ET diária, no qual não seguiram distribuição normal, como pode ser visualizado na Figura 50.



Figura 50 – Gráfico de distribuição de probabilidade dos dados de ET diária obtidos a partir do método de balanço de energia, razão de Bowen



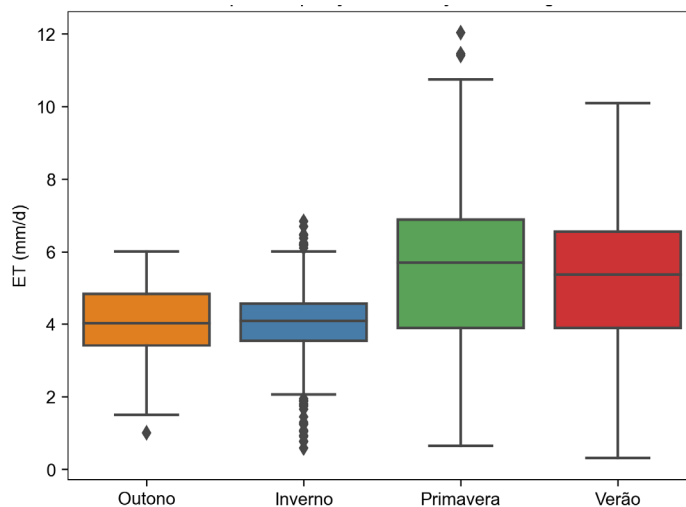
Fonte: Autor, 2023.

Considerando a análise por estações, houve uma tendência de maiores medianas em estações mais quentes, como verão e primavera. Isto pode estar associado principalmente devido à maior incidência de radiação solar e maiores períodos de insolação durante o período, o que aumenta a energia disponível para o processo de evapotranspiração. Além disso, a maior instabilidade atmosférica encontrada nestas estações, também contribui para a maior dispersão dos dados, com eventos de precipitação mais frequentes e também mais períodos nublados.

Por outro lado, nas estações mais frias, como outono e inverno, houve uma tendência de maior proximidade dos dados entorno da mediana, indicando maior constância nas taxas de ET. Isto é possível observar na distribuição dos dados apresentada nos box-plots da Figura 51.

Os maiores valores de ET foram obtidos na primavera e verão, com evapotranspiração de  $5,69 \text{ mm.d}^{-1}$  ( $3,89 - 6,88 \text{ mm.d}^{-1}$ ) e  $5,37 \text{ mm.d}^{-1}$  ( $3,89 - 6,55 \text{ mm.d}^{-1}$ ), respectivamente. Apesar do verão ser, em termos médios, mais quente que a primavera, esta última apresentou maiores valores de radiação líquida e menores valores de umidade relativa do ar, o que pode afetar o fluxo de calor latente na área. Na Tabela 11 é apresentado o resumo da estatística descritiva dos dados de ET obtidos pelo método.

Figura 51 – Box-plot das estimativas de ET diárias obtidas pelo método de Balanço de Energia – Razão de Bowen para todas as estações



Fonte: Autor, 2023.

Tabela 11 – Resumo da estatística descritiva das estimativas diárias de evapotranspiração obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>Outono</b>	<b>Inverno</b>	<b>Primavera</b>	<b>Verão</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	81	190	180	175
<b>Média</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,01	3,97	5,52	5,19
<b>Desvio</b>	mm.d <sup>-1</sup>	1,14	1,24	2,28	2,03
<b>Min</b>	mm.d <sup>-1</sup>	1,01	0,59	0,65	0,30
<b>Q1 (25%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,42	3,55	3,89	3,89
<b>Q2 (50%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,03	4,09	5,69	5,37
<b>Q3 (75%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,83	4,56	6,88	6,55
<b>Máx</b>	mm.d <sup>-1</sup>	6,01	6,84	12,03	10,09

Fonte: Autor, 2023.

### 6.3 Monitoramento do nível freático

#### 6.3.1 Pré-tratamento dos dados

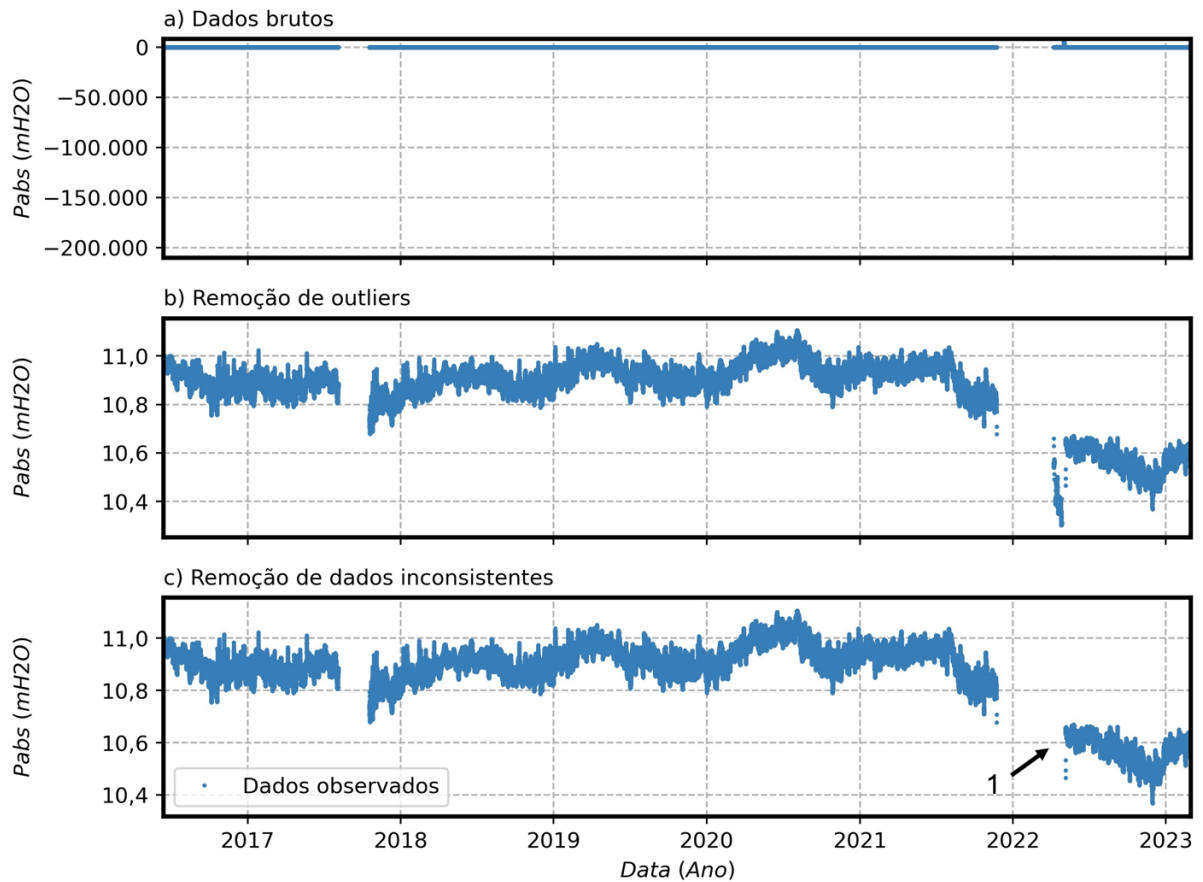
Nesta etapa, buscou-se filtrar valores inconsistentes na série temporal produzidos pelo mal funcionamento dos dispositivos de campo; erros humanos; ruídos; e outras fontes de erro que poderiam eventualmente afetar as estimativas de ETg. Para isto, um primeiro filtro mais grosseiro foi aplicado nos dados de pressão absoluta com o objetivo de remover dados muito discrepantes, como os causados pelo mal funcionamento ou extração do sensor para coleta de dados, Figura 52-a. Nestes casos, utilizou-se a inequação 6.1, onde os limites superiores e inferiores dependiam de valores tipicamente exibidos no sensor. Por exemplo, no caso do PM-27, os dados consistentes não ultrapassavam 9,8 e 12 mca, ao passo que em outros poços, os limites oscilavam entre 9,5 e 15 mca.

Nem sempre a aplicação deste filtro foi suficiente para a eliminação de todos os dados inconsistentes. Alguns dados inconsistentes exigiram filtros mais rigorosos, como o de mediana, ou então a remoção manual, como é observado na Figura 52-b.

$$9,8 \text{ mca} < P_{abs} (p27) < 12 \text{ mca} \quad (6.1)$$

Observou-se também que no hidrograma de alguns poços, haviam deslocamentos verticais abruptos nos dados, como é ilustrado na Figura 52. Estes deslocamentos ocorrem devido às mudanças na profundidade dos sensores, associadas à substituição do TPT sem a preservação do comprimento original do cabo. Além disso, a reinserção incorreta do equipamento após a coleta dos dados, pode afetar a profundidade de leitura, caso o cabo não fique completamente tracionado. Por este motivo é importante a realização de campanhas regulares de campo para a validação dos dados automáticos. Na Figura 52, é apresentado o exemplo do PM-27 provocado pela alteração do comprimento do cabo, após substituição do sensor anterior.

Figura 52 – Processo de pré-tratamento dos dados brutos do PM-27



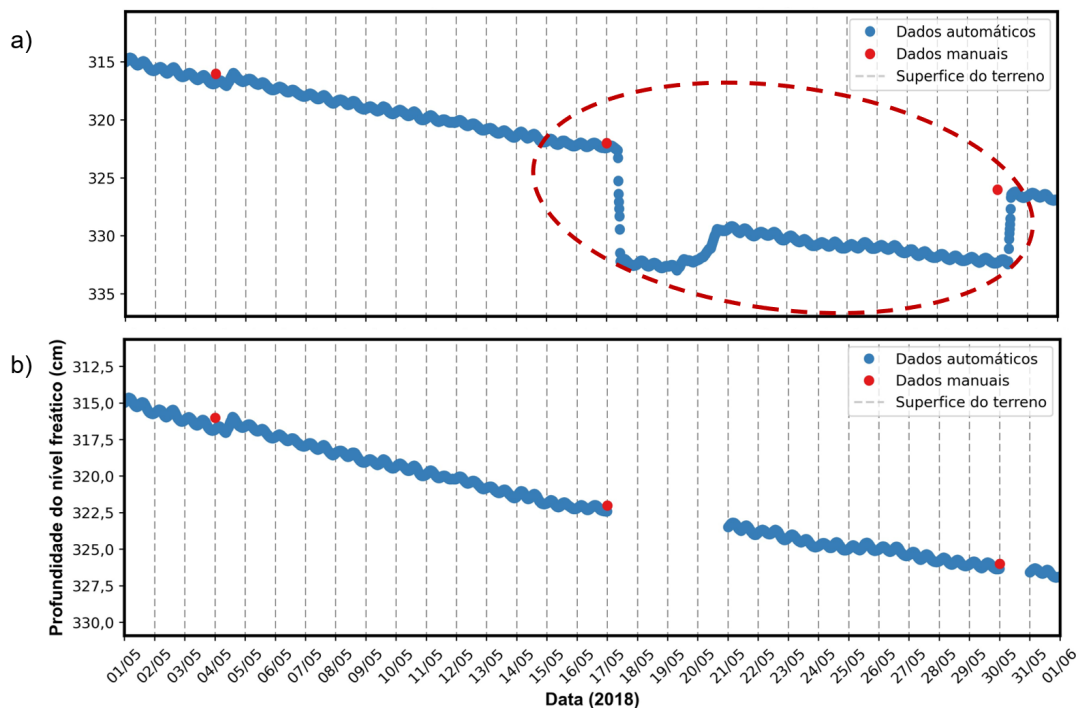
Fonte: Autor, 2023. <sup>1</sup>Deslocamento nos dados de pressão absoluta causados pela alteração da profundidade do sensor.

Deslocamentos semelhantes também foram identificados em outros poços da área. Na Figura 53, a alteração brusca nos dados do PM-29 está associada ao não tracionamento completo do cabo, que foi posteriormente corrigida em outra campanha. A correção manual destes erros foi feita com o auxílio dos dados manuais de nível e da equação 6.2.

$$H_{TPT} = NE_{manual} + P_{H2O} \quad (6.2)$$

Em que:  $H_{TPT}$  é igual ao novo comprimento do cabo (L);  $NE_{manual}$  é o nível medido em campo (L);  $P_{H2O}$  é a carga de pressão no sensor (L).

Figura 53 – Inconsistência na profundidade do nível freático no PM-29 produzida por alteração no comprimento do cabo do TPT



Fonte: Autor, 2023. a) Dados de nível freático sem a correção da profundidade do sensor, b) Dados com correção seguindo a equação 6.2.

### 6.3.2 Suavização, remoção de ruídos e influência da precipitação

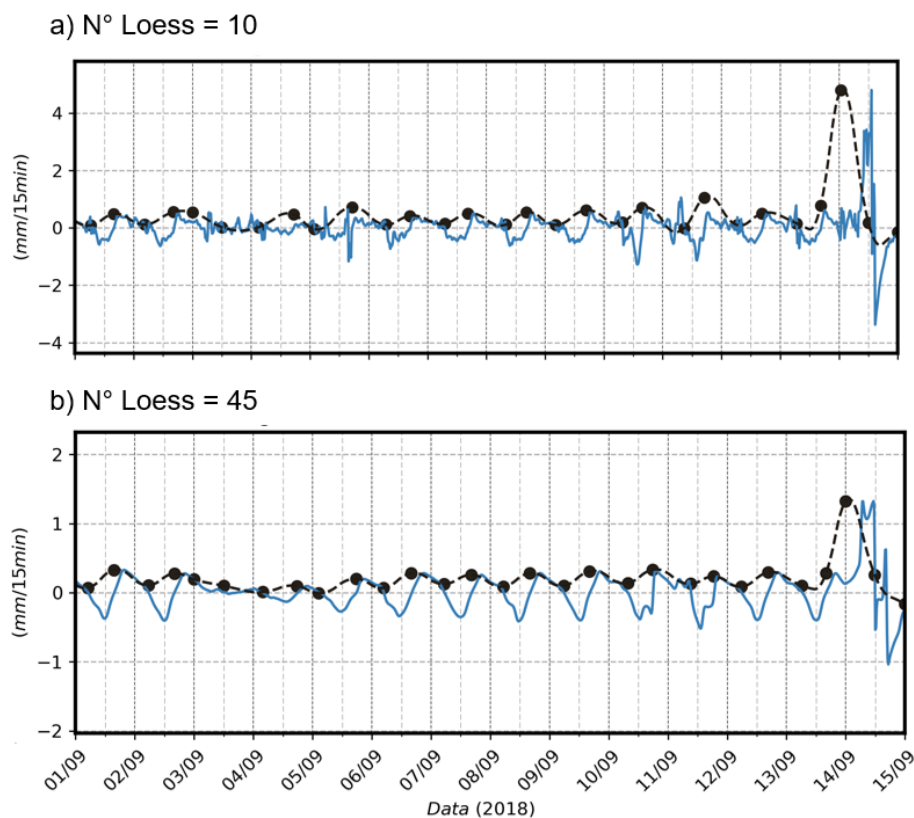
Por se tratar de dados obtidos por dispositivos com elevada precisão e resolução temporal, quaisquer alterações sensíveis nas condições ambientais locais, como flutuações na temperatura ou na densidade do ar, são captadas e registradas na série temporal, produzindo os chamados ruídos.

No caso da zona ripária, os ruídos são caracterizados por variações de alta frequência que oscilam em torno de uma tendência central e que dificultam o uso dos dados sem o tratamento prévio. No caso dos métodos de estimativa de evapotranspiração baseados na flutuação sub-diária do nível freático, é comum a aplicação de um filtro de passa-baixa, que suaviza e captura a tendência central dos dados. No entanto, deve-se ter um cuidado especial no grau de suavização, devido ao risco de subestimação das estimativas de ET causada pela atenuação excessiva das oscilações do nível. No presente trabalho aplicou-se uma regressão polinomial local ponderada conhecida como filtro Loess.

Para fins de recapitulação, este filtro realiza localmente uma regressão linear dentro de uma janela com tamanho pré-definido, que considera os  $N$  vizinhos mais próximos ( $N^\circ$  Loess) ao ponto central que se deseja suavizar. Para cada vizinho é dado um peso proporcional à sua distância, sendo maior para vizinhos próximos e menor para os vizinhos mais distantes. Como apresentado no tópico de materiais e métodos, os pesos são calculados com base em uma função tri cúbica, dada pela equação 5.3.

De forma geral, os métodos utilizados no presente trabalho, Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008), apresentaram grande sensibilidade aos diferentes graus de suavização adotados. Na Figura 54 é possível visualizar o caso do PM-27, onde a aplicação de diferentes graus de suavização permitiu a obtenção de taxas de recarga mais bem definidas e valores de ETg mais consistentes. Segundo Carvajalino (2019), o impacto é maior nos métodos que consideram uma taxa variável de recarga, e menor nos métodos em que a taxa de recarga lateral considerada é fixa, como o próprio método de White (1932).

Figura 54 – Influência do  $N^\circ$  Loess na taxa de recarga lateral no método Gribovszki et al. (2008)



Fonte: Autor, 2023.

Os efeitos do N° Loess nas estimativas de ETg podem ser melhor visualizados na Figura 55. Nela é possível observar que os valores de ETg se modificaram conforme o grau de suavização aplicado, indicando uma tendência de redução para maiores valores de N° Loess. Isto ocorre devido ao amortecimento das oscilações causado maior grau de suavização. Ainda na figura é possível observar que para valores de N° Loess de 10 e 50, a ETg passou de 3,91 mm.d<sup>-1</sup> para 1,37 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente, exibindo uma redução de 65% no valor estimado para o PM-27. Para fins de referência, vale lembrar que em um dia de monitoramento contínuo são produzidos, sem falhas, 96 dados de nível freático.

Em contraste aos valores de ETg, o ajuste com o método de balanço de energia apresentou melhora. Ainda na Figura 55, é possível observar que o coeficiente de correlação de Pearson ( $r$ ) e de Spearman ( $\rho$ ) subiu de  $r = -0,07$  e  $\rho = 0,31$  para  $r = 0,72$  e  $\rho = 0,66$ , considerando os mesmos valores de N° Loess mencionados. Note que os coeficientes não aumentaram de forma indefinida, houve um limite no qual o ajuste melhorou. Para N° Loess de 60, os coeficientes decaíram em relação ao N° Loess de 50, indicando a existência de um valor ótimo.

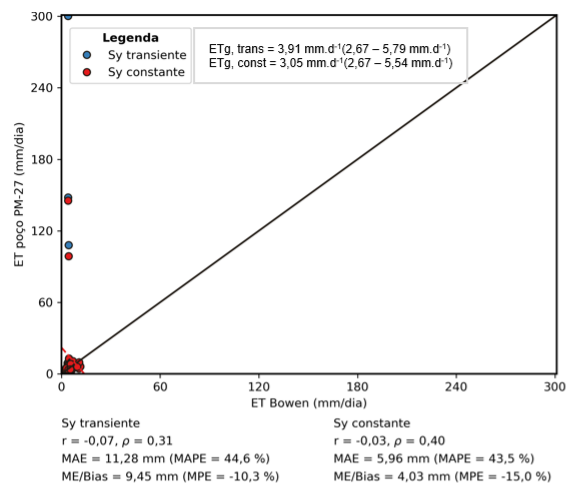
Os erros MAE e ME também apresentaram tendência de aumento conforme grau de suavização aplicado, passando de MAE = 2,03 mm e ME = -1,89 mm para 3,06 mm e -3,03 mm, referentes à valores de N° Loess de 15 e 60, respectivamente. Note que à medida que a correlação aumenta, os valores absolutos de MAE e ME se aproximam, indicando uma possível redução de erros aleatórios, associados aos ruídos, e possível predominância de erros sistemáticos, associados à própria relação entre ET e ETg.

Além do processo de suavização e remoção de ruídos, outro fator importante no pré-tratamento dos dados a ser considerado, é a interferência dos eventos de precipitação no comportamento do nível freático. Dependendo da altura precipitada e da sequência de eventos, alguns dados devem ser removidos da série temporal.

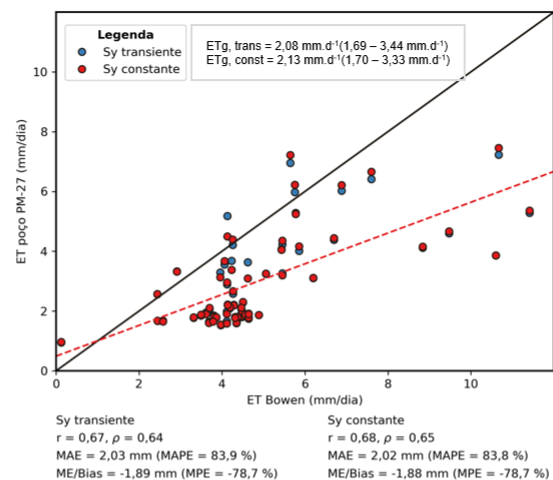
Em função do processo de infiltração e recarga direta, que afetam o conteúdo de água no solo e o nível freático, a premissa adotada pelos métodos é invalidada. Para fins de recapitulação, a premissa considera que: a variação no nível freático, em um curto intervalo de tempo, deve-se ao resultado de um balanço entre a retirada de água pela ETg e a sua simultânea reposição pela taxa de recarga lateral. Matematicamente este balanço pode ser representado pela equação (6.3) a seguir:

Figura 55 – Influência da suavização nas estimativas de ET. Exemplo do PM-27 e método de Gribovszki et al. (2008)

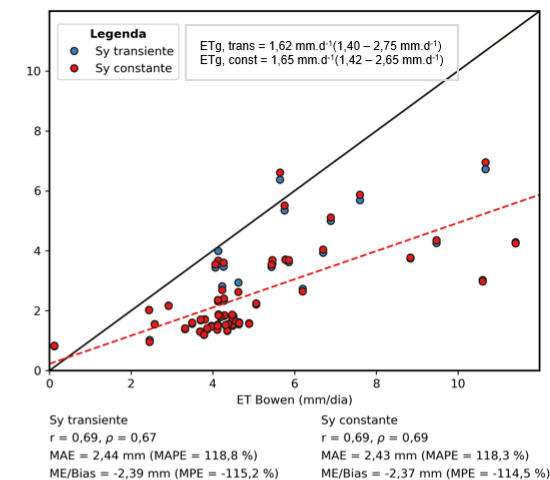
a) N loess = 10



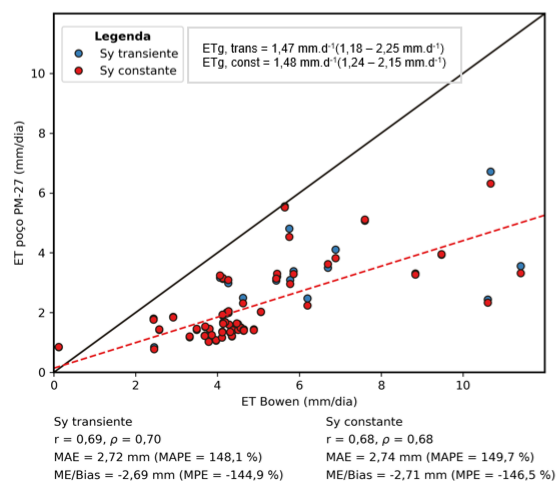
b) N loess = 20



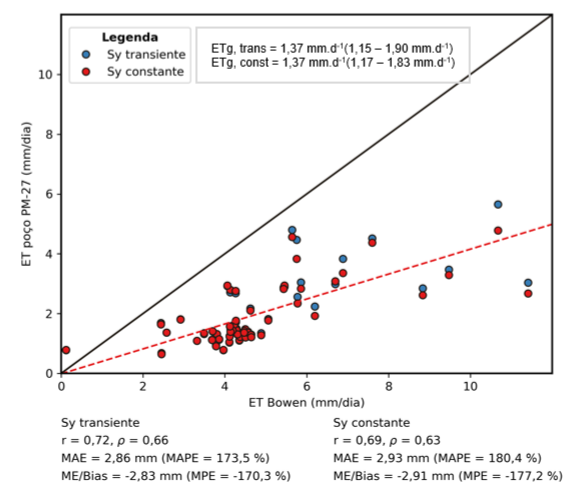
c) N loess = 30



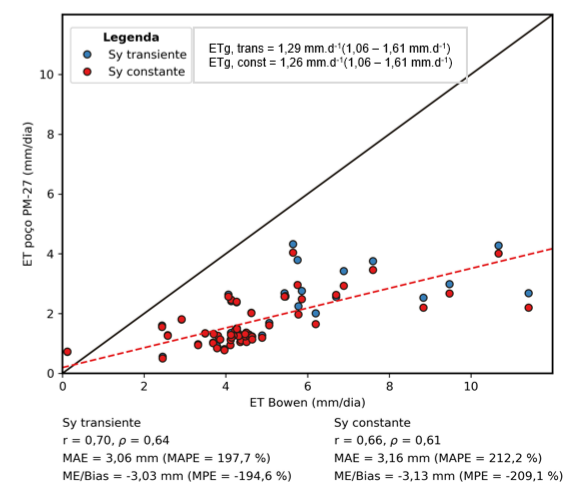
d) N loess = 40



e) N loess = 50



e) N loess = 60





$$\frac{\Delta h}{\Delta t} = r - ETg \quad (6.3)$$

Em que  $\frac{\Delta h}{\Delta t}$  (L.T<sup>-1</sup>) é a mudança no nível freático em um determinado intervalo de tempo; ETg (L.T<sup>-1</sup>) é a taxa de evapotranspiração da água subterrânea; e r (L.T<sup>-1</sup>) é a taxa de recarga lateral.

Os eventos de precipitação podem camuflar os efeitos da ETg, além de alterar os valores de taxas laterais de recarga, devido à própria redistribuição da recarga direta para os demais componentes do ciclo hidrológico e por conseguinte alteração nos gradientes hidráulicos. Segundo Gribovszki et al. (2008), deve-se avaliar não somente as alturas precipitadas, mas também as sequências de eventos, uma vez que eventos pequenos, como a precipitação de 3 mm, pode não provocar a alteração imediata no nível freático, mas alteram o conteúdo de água no solo, permitindo que outros eventos menores consigam recarregar o aquífero raso.

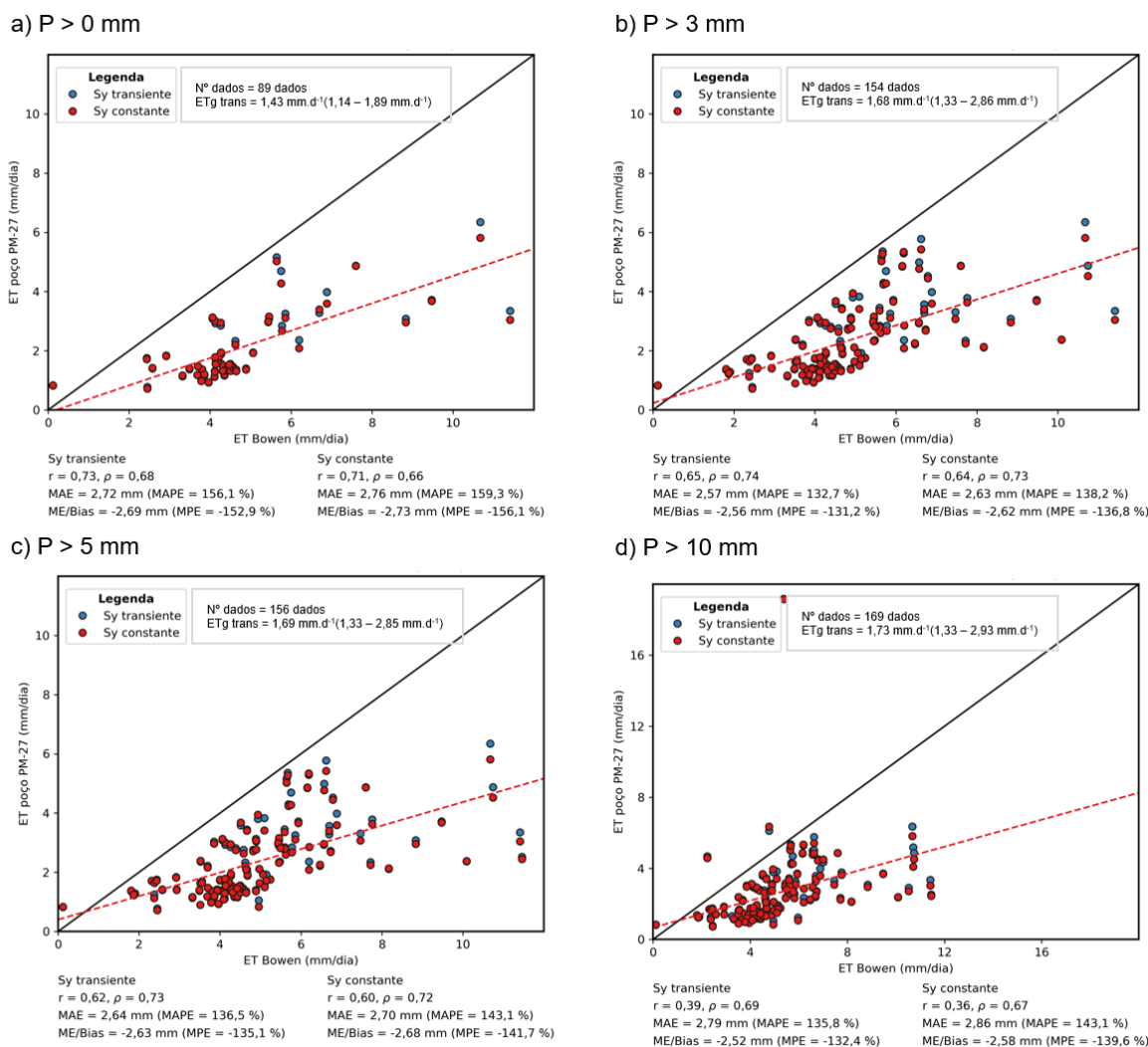
Aquíferos mais profundos e com vegetação de grande porte, podem exigir eventos de precipitação de maiores alturas para que haja alteração no nível freático. Gribovszki et al. (2008) observaram que eventos de precipitação com até 3 mm de altura não afetavam os dados de nível em zona ripária dominada por amieiros com altura média de 15 metros na Hungria. Isto se deve, em partes, à própria interceptação da chuva de chuva pela vegetação local. Os efeitos podem variar de local para local, conforme a vegetação e profundidade do aquífero.

Na zona ripária em estudo, avaliou-se a influência de quatro alturas de precipitação nas estimativas de ETg (0 mm, 3 mm, 5 mm e 10 mm). Na Figura 56 é possível observar que conforme aumenta-se o rigor na rejeição<sup>28</sup> dos dados de precipitação, diminui-se consideravelmente o tamanho amostral disponível para análise. Entretanto, em contrapartida, aumenta-se o coeficiente de correlação de Pearson. Limites de rejeição muito permissíveis, como P>10 mm, produzem valores inconsistentes de ETg, além de menores coeficientes de correlação. Valores de rejeição intermediários, como 3 e 5 mm, apresentaram melhoras no coeficiente de Spearman e também maiores quantidades de dados disponíveis (154 e 156 dados), mas menores coeficientes correlação de Pearson (r = 0,65 e 0,62, respectivamente).

---

<sup>28</sup> Remoção dos dados de nível em períodos em que houve precipitação. Ex.: Se P>3, então serão removidos somente os dados sob influência de eventos de precipitação acima de 3 mm.

Figura 56 – Influência das alturas de precipitação nas estimativas de ET<sub>g</sub> no PM-27 obtidas pelo método de Gribovskz et al. (2008)

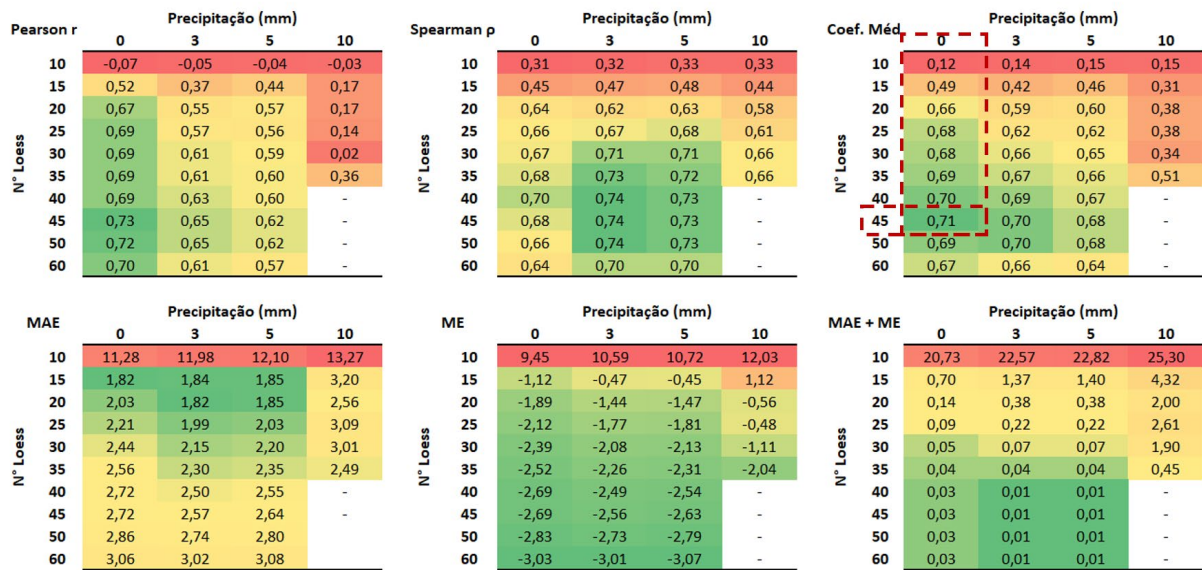


Fonte: Autor, 2023.

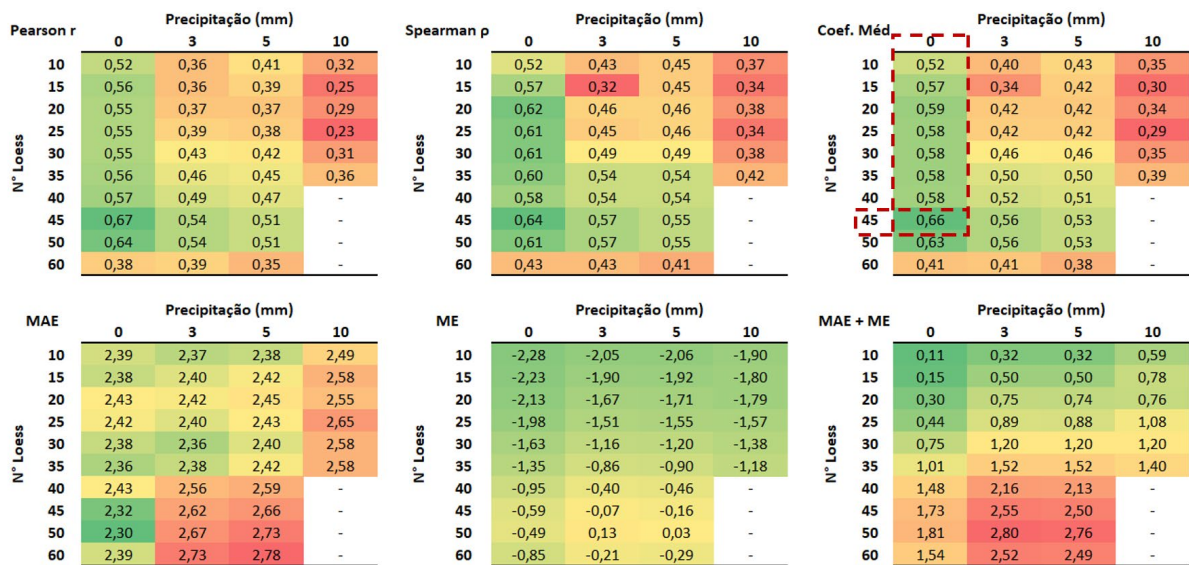
Com o propósito de selecionar o melhor valor de N° Loess e limite de rejeição para eventos de precipitação, que maximizem tanto os coeficientes de correlação quanto as quantidades de dados disponíveis para cada poço, criou-se um mapa de calor com diversas combinações destes parâmetros e suas respectivas métricas de correlação. Na Figura 57 é apresentado o exemplo do mapa de calor (*heatmap*) das combinações de N° Loess e dos limites de rejeição de precipitação para o poço PM-27. Os melhores valores de coeficientes de correlação e erros são indicados por meio das cores verde e amarelo, enquanto que os piores são representados pelas cores laranja e vermelho.

Figura 57 – Mapa de calor para escolha do melhor valor de N° Loess e limite de rejeição para eventos de precipitação para o PM-27

a) Método Gribovszki et al. (2008)



b) Método Loheide (2008)



Fonte: Autor, 2023.

Ainda na figura, é possível observar que para o PM-27, a correlação das estimativas de ETg e ET Bowen aumentou proporcionalmente ao grau de suavização aplicado aos dados, atingindo seu valor máximo para N° Loess = 45 e P>0, tanto para o método de Gribovszki et al. (2008) quanto Loheide (2008). Para valores acima de 45, a correlação diminuiu.

Como critério de escolha, priorizou-se os melhores coeficientes de correlação em detrimento aos erros (MAE e ME). Isto se justifica devido às oscilações no nível freático estarem associadas aos efeitos da evapotranspiração no nível freático, no

entanto, isto não significa necessariamente que as taxas de ETg e ET bowen sejam iguais. Na realidade, espera-se que a primeira apresente valores menores, principalmente em função ao incêndio que ocorreu na zona ripária em 2018, período no qual está sendo avaliado. A ETg é, portanto, uma parcela da evapotranspiração total na área, que por sua vez engloba outras fontes como: água represada, água do solo desconectada da água subterrânea e entre outras.

No caso do PM-27, houve uma concordância entre ambos os métodos avaliados, permitindo a escolha mais imediata dos parâmetros. No entanto, em casos, onde isto não ocorre, como o caso do PM-28, realizou-se uma média entre os coeficientes médios de correlação obtidos por cada método.

De forma geral, os valores de N° Loess ficaram entre 35 e 70. O melhor ajuste foi obtido pelo método Gribovszki et al. (2008) para o poço PM-27, ao passo que o PM-35 foi o que menos obteve correlação. Na Tabela 12 é apresentado o resumo dos parâmetros utilizados em cada poço, assim como as métricas estatísticas do impacto da suavização nos dados brutos.

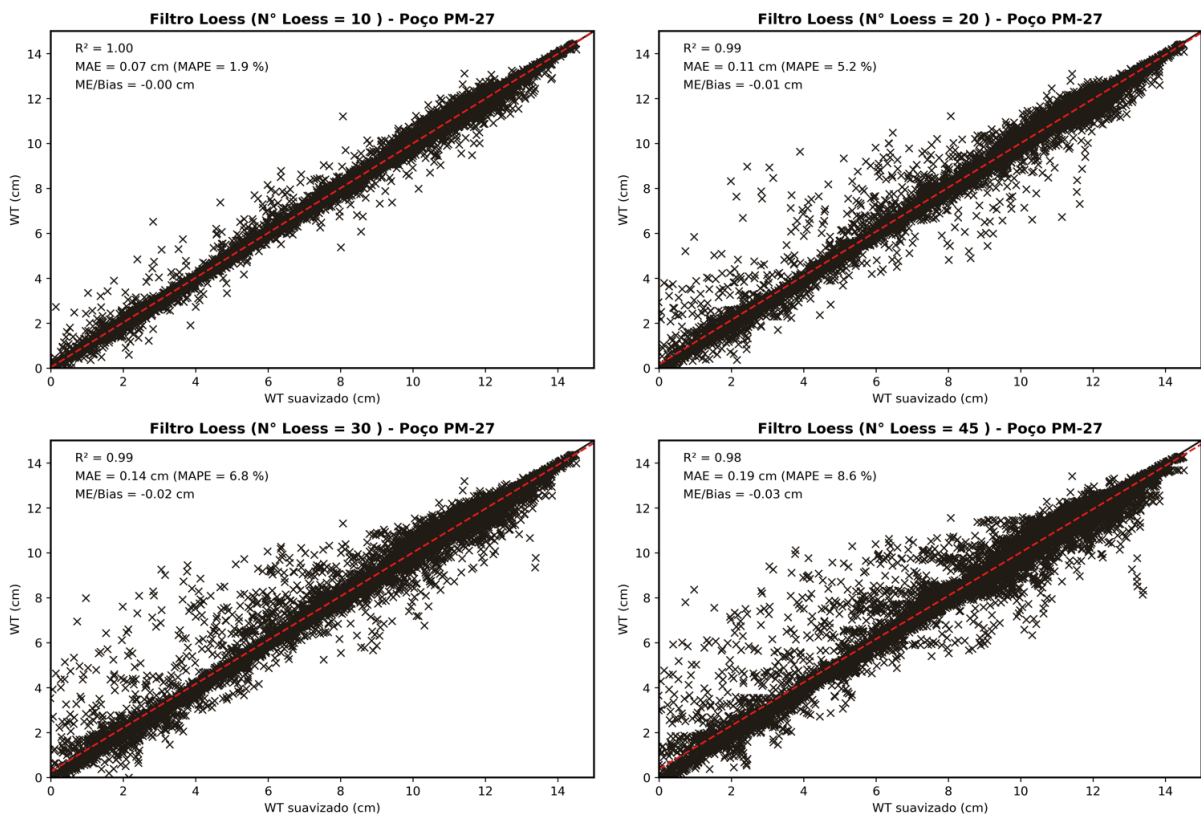
Tabela 12 – Influência do grau de suavização adotado no nível freático dos poços de monitoramento da área de estudo (observado x suavizado)

Poço	N° Loess	Estatística de suavização			
		R <sup>2</sup>	MAE (cm)	MAPE (%)	ME (cm)
PM-27	45	0,98	0,19	8,6	-0,03
PM-28	70	0,99	0,48	0,8	-0,05
PM-30	45	1,00	0,37	2,3	-0,01
PM-31	60	0,96	0,17	1,4	-0,01
PM-32	35	0,99	0,15	0,8	-0,02
PM-33	70	0,97	0,34	1,8	-0,05
PM-35	45	0,99	0,08	0,6	0,00

Fonte: Autor, 2023.

Ainda na Tabela 12 é possível verificar que após o processo de suavização houve uma tendência de subestimação de até 0,05 cm dos dados reais, com erro médio absoluto em torno de 0,25 cm. Na Figura 58 é possível visualizar a evolução das métricas conforme o grau de suavização no PM-27.

Figura 58 – Influência de diferentes graus de suavização nos dados de nível do PM-27



Fonte: Autor, 2023.

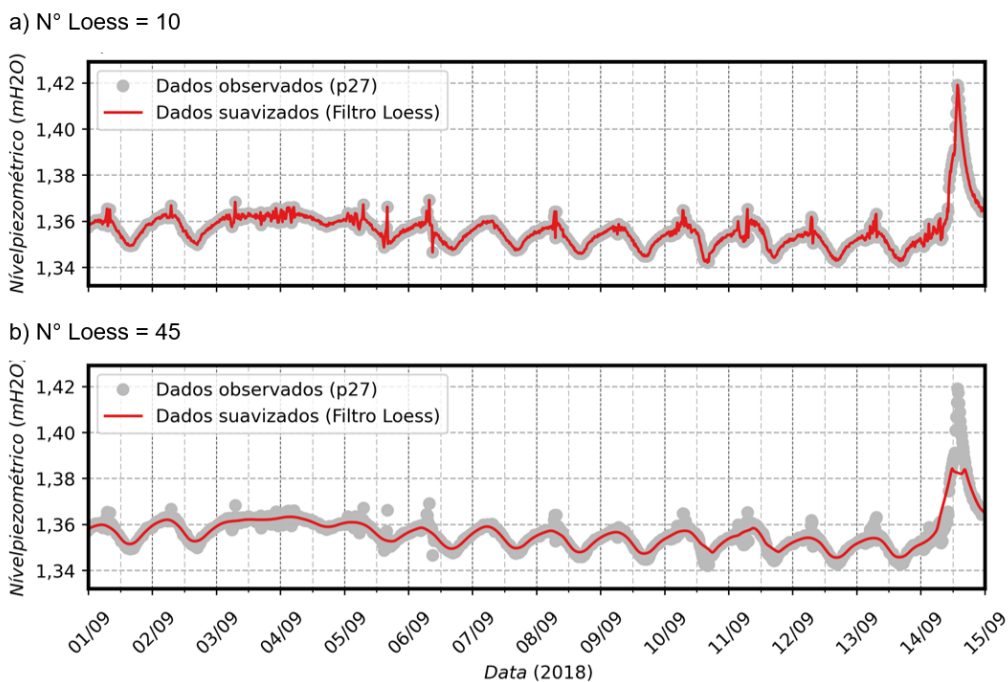
Há maior dispersão observada nos gráficos de correlação à medida que se aumenta o grau de suavização, ocorre devido a maior filtragem de ruídos e ao eventual amortecimento dos dados de nível. O impacto nas estimativas de ETg podem ser resumidos pelas Figura 55 e Figura 57.

Por fim, na Figura 59 é possível visualizar os efeitos diretos no comportamento do nível freático com dois graus suavização diferentes, 10 e 45. Percebe-se que o primeiro não é capaz de filtrar adequadamente os ruídos da série, apesar de apresentar melhor ajuste e menor erro. Por outro lado, o N° Loess de 45 produziu os melhores coeficientes de correlação com a estimativa de ET, mas provocou um ligeiro amortecimento na amplitude das oscilações observadas diariamente. Apesar disso, este processo é importante na obtenção de valores consistentes de evapotranspiração e que se refletem no cálculo de recarga lateral, como representado na Figura 55.

Na Figura 60 é possível visualizar o processo de rejeição de dados de nível sob influência da precipitação. Em alguns dias, apesar de não haver registros de chuva, os dados foram removidos da série temporal devido estarem sob influência do

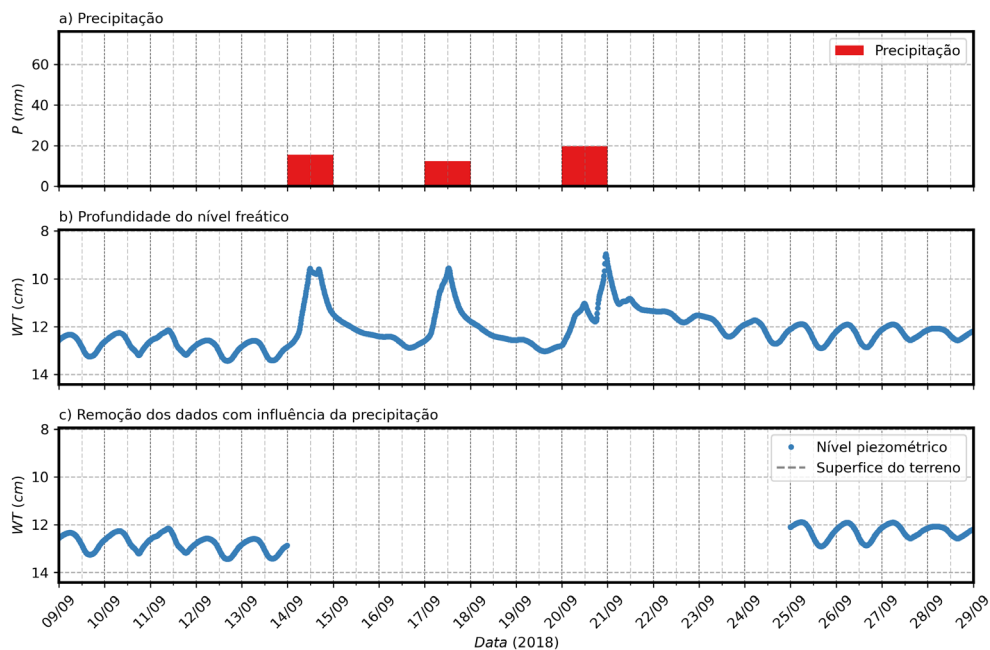
processo de redistribuição da recarga direta, que ocorre após os eventos de precipitação.

Figura 59 – Comportamento do nível freático com diferentes graus de suavização



Fonte: Autor, 2023.

Figura 60 – Rejeição dos dados de nível sob influência de eventos de precipitação



Fonte: Autor, 2023.



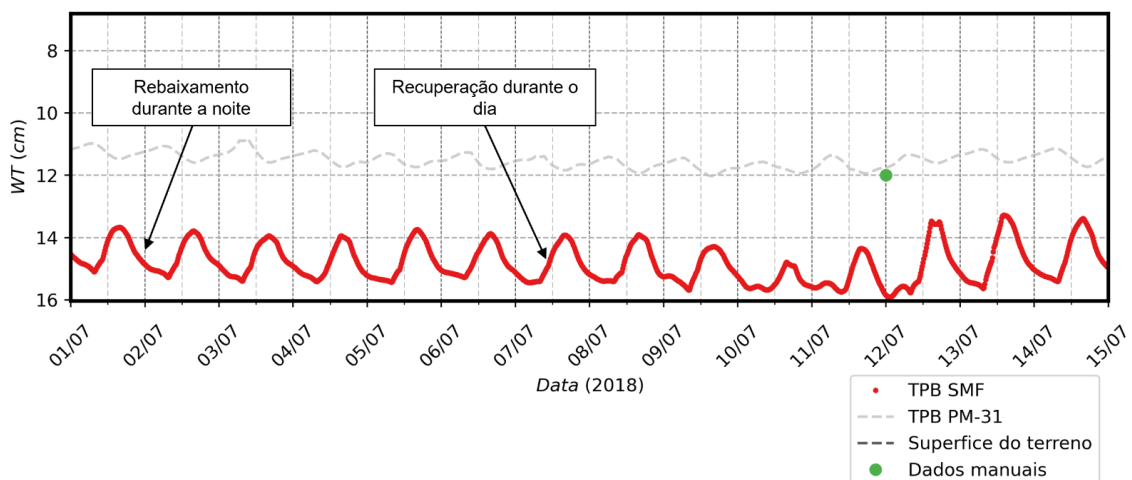
## 6.4 Compensação barométrica

Na área de estudo, as investigações sobre os efeitos da compensação barométrica, iniciaram-se após a identificação de um comportamento atípico, exibido no nível freático em poços compensados com TPB posicionado fora da zona ripária.

O TPB em questão encontra-se a menos de 2 km da área de estudo, na Estação Fluviométrica Santa Maria da Fábrica, coordenadas Latitude 22°10'15,4" S e Longitude 47°56'24,0" O. Segundo manual do fabricante, o dispositivo é capaz de cobrir uma área dentro de um raio de 15 km, dependendo das condições topográficas. Apesar disso, o uso dos dados produziu inconsistências na série temporal de nível freático, refletindo-se principalmente no seu padrão de flutuação diário.

As oscilações produzidas se mostraram inversas às descritas na literatura, exibindo declínio durante o período da noite, e recuperação durante o dia. Este comportamento pode ser visualizado na Figura 61 para o PM-27 durante o inverno de 2018. Nela é possível observar que além da inversão, houve um deslocamento vertical no nível, representado pela linha vermelha, exibindo profundidades maiores que as reais. Ainda na figura, é possível observar que os dados compensados com o TPB local<sup>29</sup> foram coerentes com a medições manuais, representados pela linha cinza tracejada e ponto verde, respectivamente.

Figura 61 – Inversão observada nos dados de nível freático após compensação barométrica com transdutor externo



Fonte: Autor, 2023.

<sup>29</sup> Refere-se ao transdutor de pressão barométrica instalado no PM-31 na área de estudo, aqui chamado de TPB-PM31.

Inicialmente, levantou-se a hipótese de que este comportamento estaria associado ao ritmo metabólico sazonal da vegetação ripária. No entanto, sendo rejeitada após identificação da influência dos dados transferidos de pressão atmosférica. De forma geral, observou-se os seguintes comportamentos:

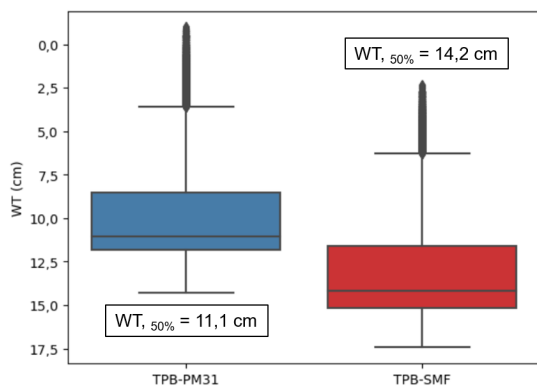
- Deslocamento vertical sistemático ou *offset* nos dados de nível freático, superestimando a profundidade da superfície freática;
- Padrão oscilatório diário invertido, indicando consumo de água subterrânea durante o período da noite e recarga lateral durante o dia;
- Alterações nas amplitudes de oscilação do nível freático.

### **Deslocamento vertical do nível freático**

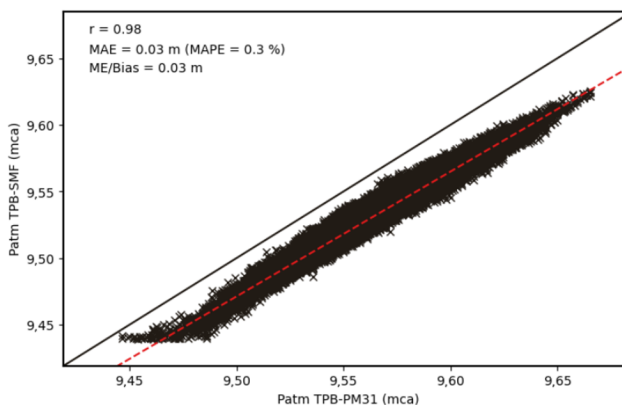
O deslocamento observado na profundidade do nível freático pode estar associado a posição de cada dispositivo na bacia. O transdutor instalado fora da zona ripária, aqui chamado de TPB-SMF, está situado em uma altitude de 693 metros, ao passo que a altitude na zona ripária é de aproximadamente 700 metros. Isto pode ter gerado uma diferença entre as pressões atmosféricas lidas por cada sensor. Segundo o manual do fabricante, um desnível de 10 metros pode produzir uma diferença de 1 cmH<sub>2</sub>O na pressão medida. Apesar disso, observou-se um viés de mais de 3 cm entre os dados de nível freático compensados pelo TPB-SMF, como pode ser observado na Figura 62-b).

Figura 62 – Profundidade do nível freático compensada pelo TPB-PM31 e TPB-SMF

a) Nível freático do PM-27 compensado pelos TPB-PM31 e SMF



b) Gráfico de correlação entre os dados de pressão atmosférica medidos pelo TPB-PM31 e SMF



Fonte: Autor, 2023.

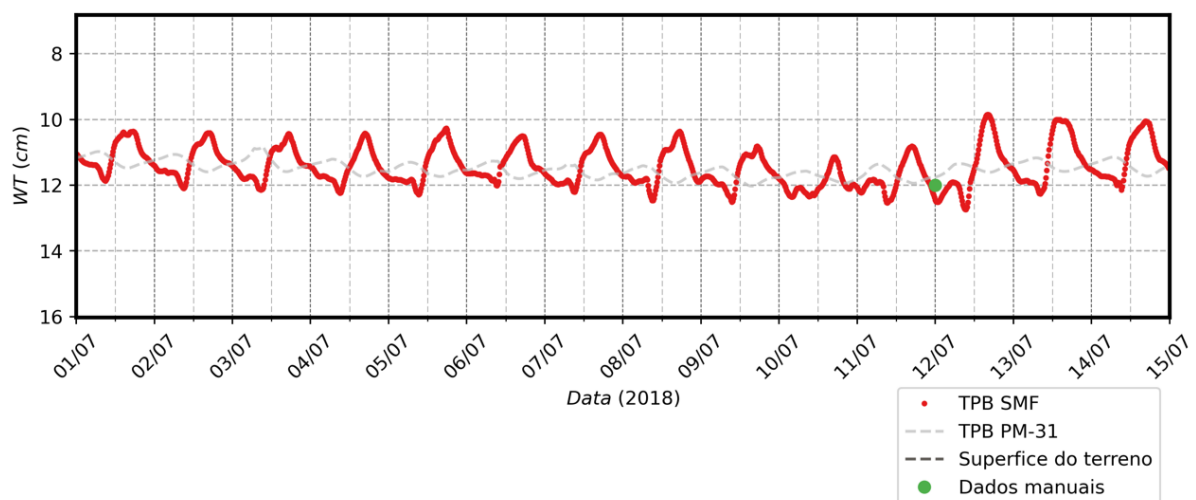


Ainda na figura, é possível verificar que esta diferença entre as leituras, propagou-se diretamente nos dados de nível freático, como pode ser observado no item a).

Para o presente trabalho, transferiu-se os dados do TPB-SMF para a zona ripária, utilizando os dados de temperatura do ar medidos na torre EMA-ZR e desnível geométrico calibrado. A calibração foi realizada com base na maximização dos coeficientes de correlação de Pearson ( $r$ ) e de determinação ( $R^2$ ) entre as pressões atmosféricas transferida e medida localmente pelo TPB-PM31. Como resultado, obteve-se um valor de  $H=30$  m. Este processo foi necessário devido ao valor real de desnível não ter produzido resultados satisfatórios.

Na Figura 63 é apresentado o resultado final, onde os dados transferidos são representados pela linha vermelha contínua, enquanto os dados medidos localmente, pelo TPB-PM31, são representados pela linha cinza tracejada. Observa-se uma sobreposição entre as duas séries temporais, indicando correção adequada do deslocamento vertical dos dados. Apesar disso, nota-se a persistência no comportamento invertido e também a maior amplitude dos dados. A equação, portanto, permite a obtenção de dados de pressão atmosfera em locais sem monitoramento, mas em contrapartida reproduz o comportamento da variável no local medido, compensando somente o offset causado pela diferença entre as altitudes.

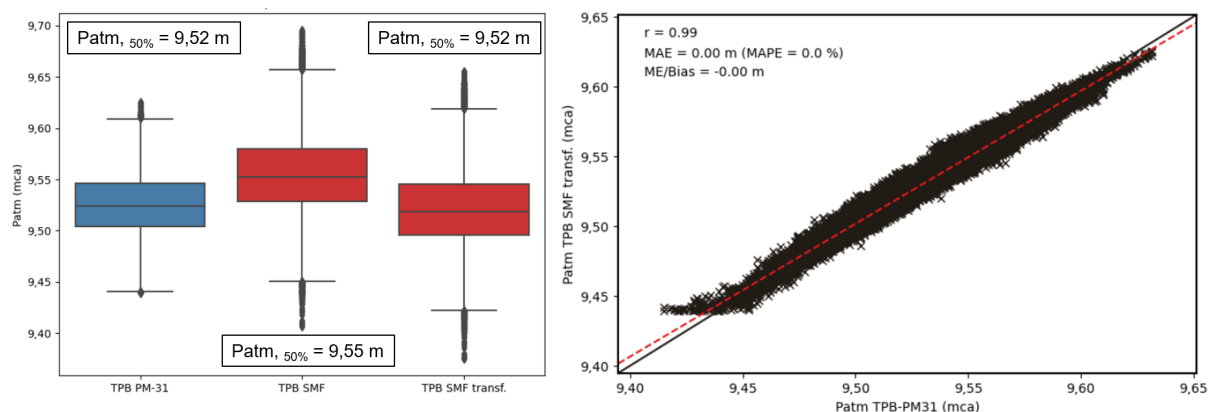
Figura 63 – Dados de pressão atmosférica transferidos



Fonte: Autor, 2023.

Na Figura 64 é possível verificar que após a transferência dos dados, corrigiu os erros sistemáticos nos dados de pressão atmosférica do TPB-SMF.

Figura 64 – Resultado da transferência de dados de pressão atmosférica



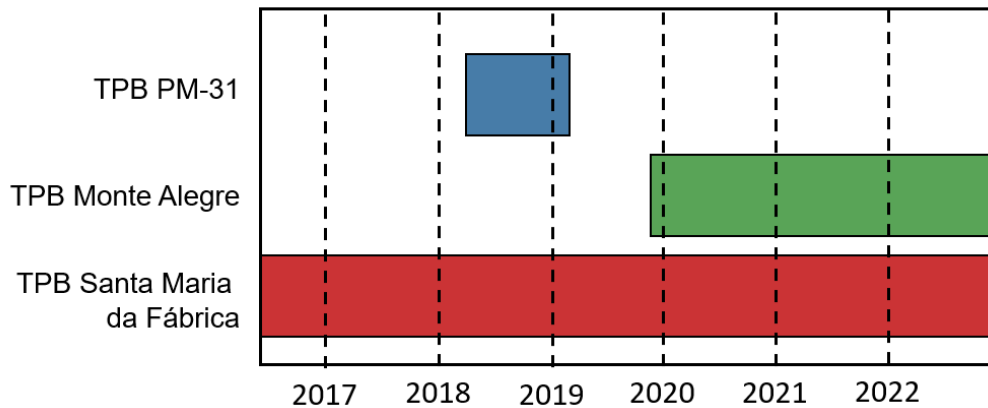
Fonte: Autor, 2023.

Vale ressaltar que a motivação por trás do uso do TPB SMF se justifica pela extensa série histórica disponível pelo sensor, que está em atividade desde 2016 até o presente momento, e igualmente pelo menor número de falhas e interrupções na sua série temporal. O TPB-PM31 ficou ativo somente entre abril de 2018 e março de 2019, como é esquematizado na Figura 65

Como mencionado no tópico de materiais e métodos, em 2019 um novo transdutor foi instalado na Estação Meteorológica Monte Alegre, situada a menos de 2 km da área de estudo (TPB MA), nas coordenadas Latitude 22°11'20,7 S e Longitude 47°57'12,9" O. Por não haver períodos de atividade em comum com o TPB-PM31, não foi possível avaliar, de forma direta, a existência de um deslocamento vertical nos dados de pressão atmosférica. Por este motivo, esta análise foi realizada de forma indireta, a partir da comparação com os dados do TPB SMF transferidos.

Para fins práticos, os dados compensados pelo TPB PM31, TPB SMF e TPB MA serão representados pelas cores azul, vermelho e verde, respectivamente.

Figura 65 – Disponibilidade de dados de pressão atmosférica por sensor

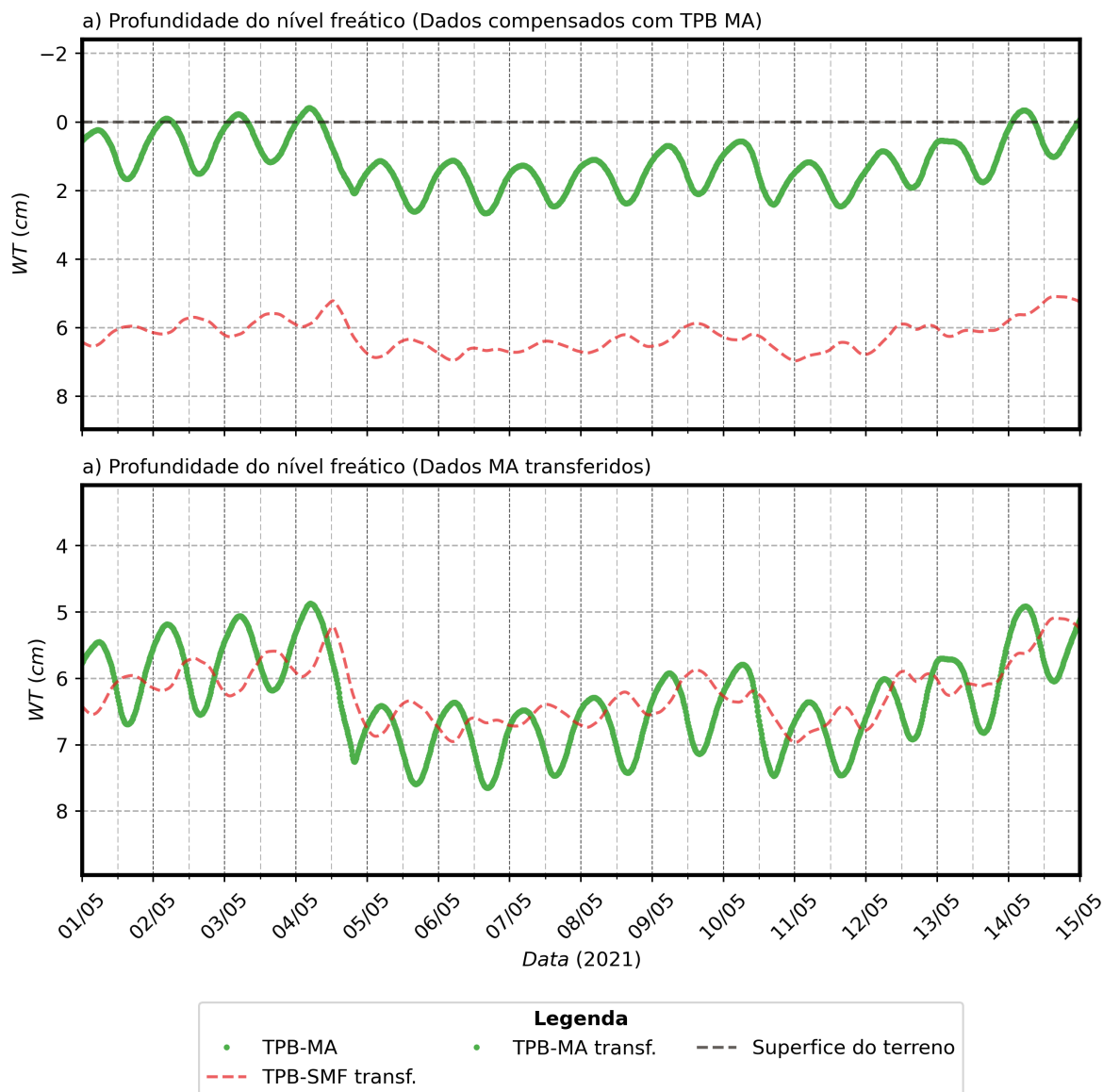


Fonte: Autor, 2023.

A comparação também foi utilizada para verificar se o padrão invertido se mantinha com uso de outros dispositivos. Para isto, o mesmo procedimento de transferência foi realizado para os dados do TPB MA, representado na Figura 66. Nela é possível observar, que ao contrário do foi observado nos dados compensados pelo TPB SMF, houve uma subestimação sistemática da profundidade do nível freático do PM-27. Isto pode estar associado à sua posição à montante na bacia, estando localizado em uma área com altitude aproximada de 733 metros (BARRETO, 2006), 33 metros mais alta que a zona ripária. Por este motivo, os dados de pressão atmosférica medidos são menores que os observados na área de estudo.

Após correção do deslocamento, é possível observar que o comportamento exibido no nível se manteve coerente com o descrito na literatura, diferentemente dos dados compensados pelo TPB SMF. Isto indica que as inversões são causadas pela transferência de dados.

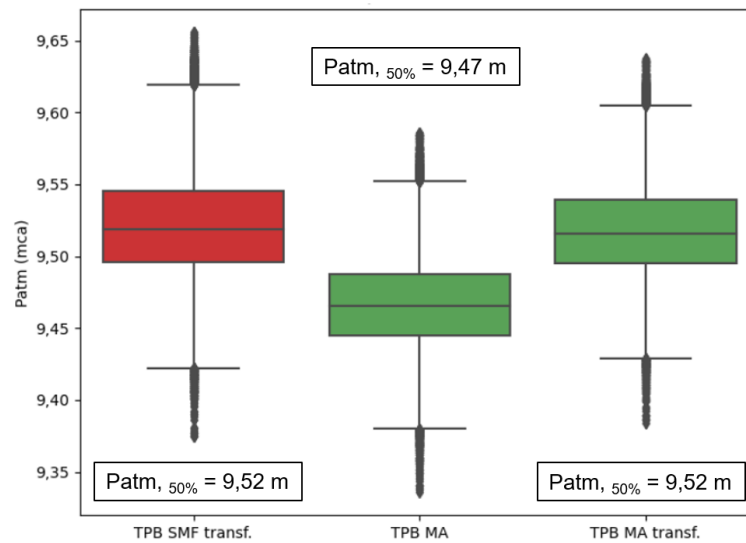
Figura 66 – Compensação barométrica realizada nos dados do PM-27 com o TPB-MA durante inverno de 2021



Fonte: Autor, 2023.

Além do deslocamento, verificou-se também um aumento na amplitude de oscilação do nível freático. Na Figura 67 são apresentados os box-plots dos dados do TPB MA atmosférica antes e depois da transferência. De forma similar ao realizado com o TPB SMF, o valor de desnível foi novamente calibrado, resultando em  $H=-46$  metros. O sinal negativo que o TPB MA está em uma área mais alta que a zona ripária.

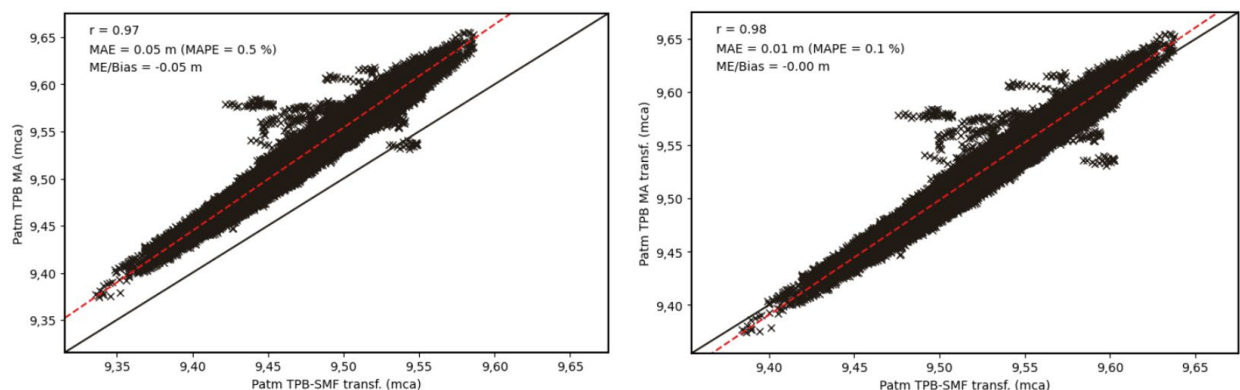
Figura 67 – Box-plot dos dados de pressão atmosférica transferidos



Fonte: Autor, 2023.

De forma geral, os dados do TPB MA sem a devida correção apresentaram valores de pressão atmosférica, em média, 5 cm menores que os observados na zona ripária<sup>30</sup>, produzindo valores de nível freático mais rasos e, por vezes, acima da superfície do solo. Após a correção, verificou-se a remoção do erro sistemático e maior concordância com os dados transferidos do TPB SMF, como pode ser observado na Figura 68.

Figura 68 – Correlação entre os dados do TPB SMF transferido com os dados do TPB MA com e sem transferência



Fonte: Autor, 2023.

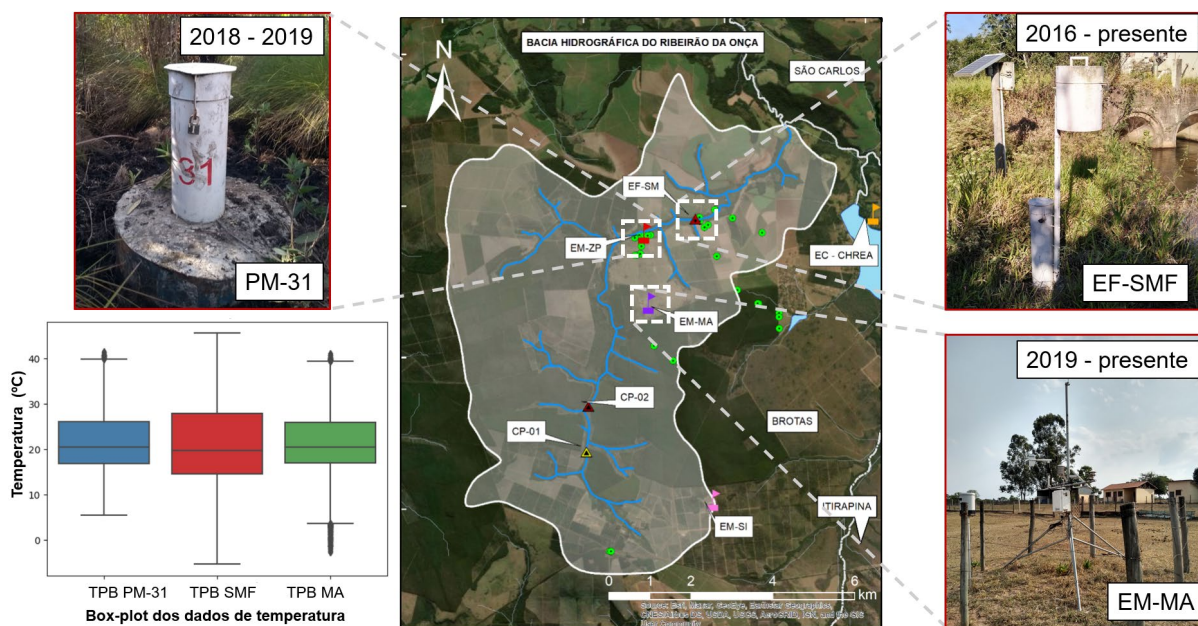
<sup>30</sup> Considerando representatividade dos dados TPB SMF transferidos para a área.

### ***Inversão nos padrões de oscilação do nível freático***

Como discutido no tópico de revisão bibliográfica, o posicionamento inadequado dos transdutores de pressão barométrica pode afetar significativamente a confiabilidade dos dados medidos, uma vez que estes dispositivos são sensíveis às flutuações de temperatura e devem estar localizados em condições térmicas similares às do TPT (MCLAUGHLIN & COHEN, 2011).

Na Figura 69 é possível visualizar as condições de acondicionamento de cada transdutor de pressão barométrica disponível na área de estudo. O TPB-PM31, considerado o dispositivo mais representativo, estava instalado no interior do PM-31, localizado na zona ripária. O TPB-SMF está acondicionado em uma caixa metálica fechada situada a mais ou menos 1,50 metros acima do solo, às margens do Ribeirão da Onça. Por fim, o TPB-MA está localizado no interior da caixa de proteção da Estação Meteorológica Automática Monte Alegre (EM-MA).

Figura 69 – Posicionamento dos TPB na área de estudo

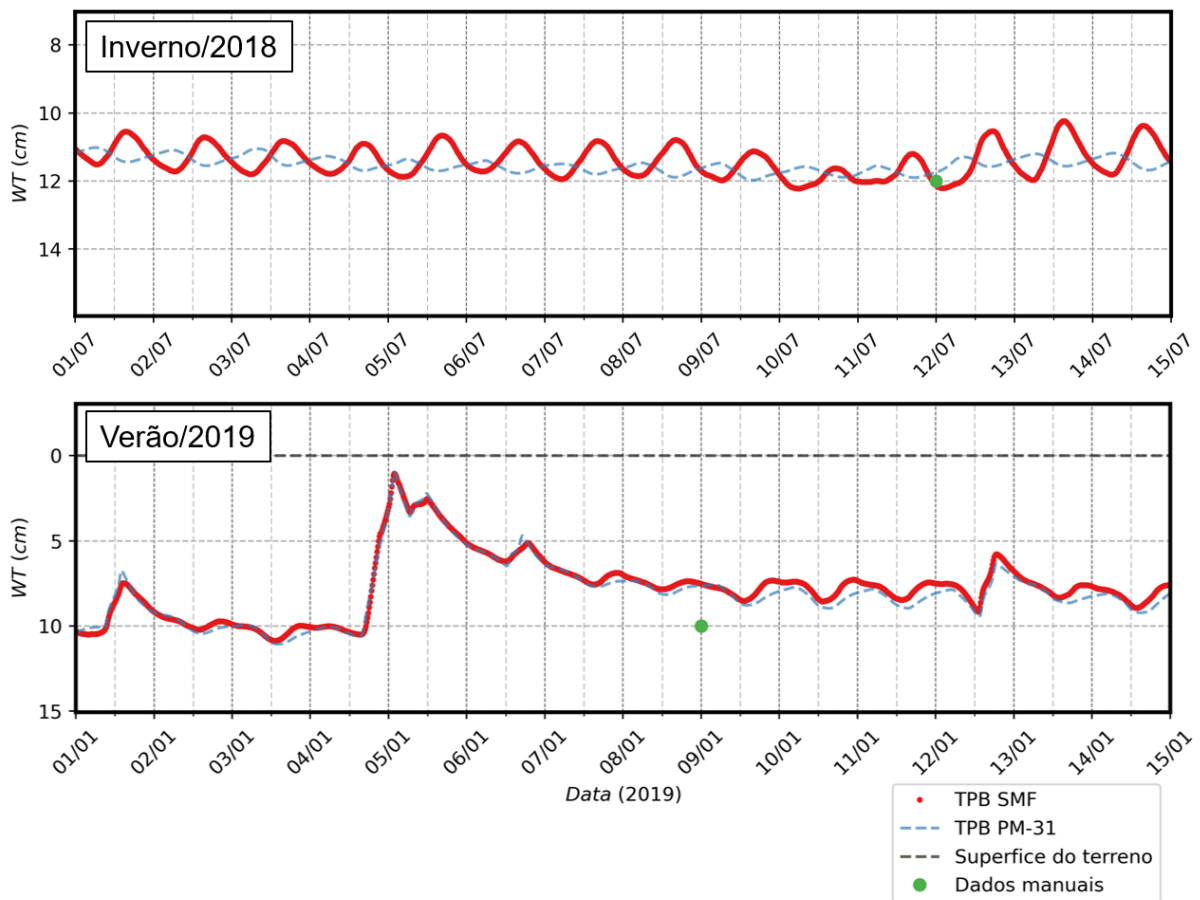


Fonte: Autor, 2023.

Como mencionado, observou-se um comportamento atípico no nível freático dos poços de monitoramento após compensação barométrica realizada com dados do TPB-SMF. No entanto, este comportamento se altera durante a primavera e verão, quando a flutuação passa a coincidir os dados compensados pelo TPB-PM31, como é apresentado na Figura 70. Nota-se, portanto, que a inversão não ocorre

sistematicamente, mas apenas em determinados períodos do ano, especialmente no outono e inverno. Isto impossibilita a correção automática dos dados, tendo em vista que, mesmo durante períodos com inversão, os picos exibidos após eventos de precipitação, coincidem com os observados no TPB-PM31. Por este motivo, eliminou-se a hipótese de atraso no relógio e offset temporal dos dados.

Figura 70 – Mudança no padrão de oscilação no nível freático compensado pelo TPB-SMF conforme estação do ano



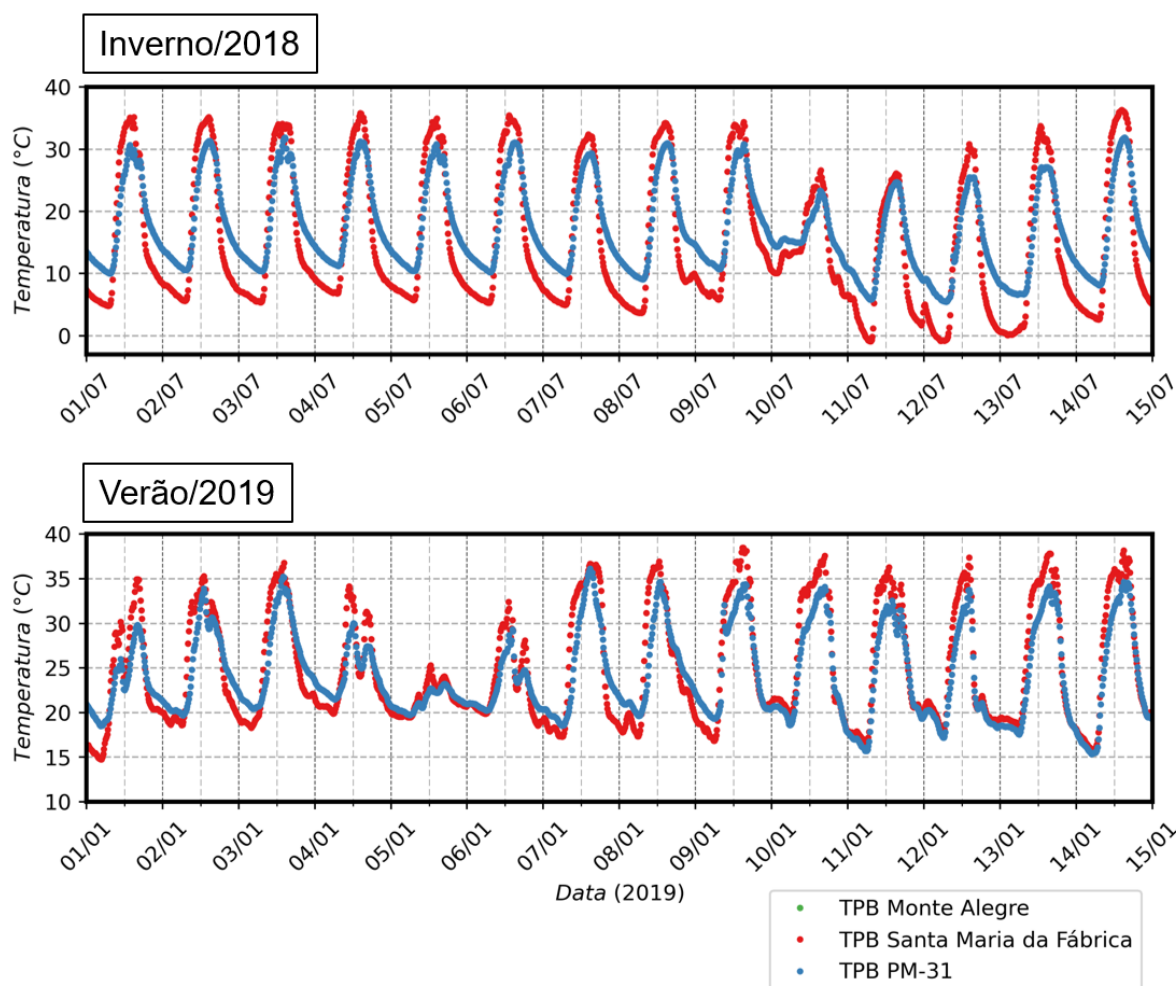
Fonte: Autor, 2023.

A partir da situação descrita, levantou-se a hipótese da influência da temperatura nos valores de pressão atmosférica, causada principalmente pelo mau acondicionamento do transdutor de pressão na EF-SMF. Por se tratarem de dispositivos altamente sensíveis às variações de temperatura, à constante exposição da caixa metálica ao sol, somada à ventilação deficiente, pode estar afetando a acurácia das medições, provocando a superestimação de valores máximos e subestimação de valores mínimos.



Na Figura 71 é possível verificar que durante o período de inversão do nível, houve uma maior divergência entre os valores de temperatura medidos pelo TPB-PM31, em azul, e TPB-SMF, em vermelho. Neste último, observou-se uma maior oscilação diária, com picos máximo e mínimo mais acentuados que na zona ripária. No verão, por outro lado, houve uma maior similaridade entre as temperaturas medidas, coincidindo com o período no qual o comportamento do nível freático se normalizou.

Figura 71 – Flutuação da pressão atmosférica e temperatura nos TPB da área de estudo durante o inverno de 2018



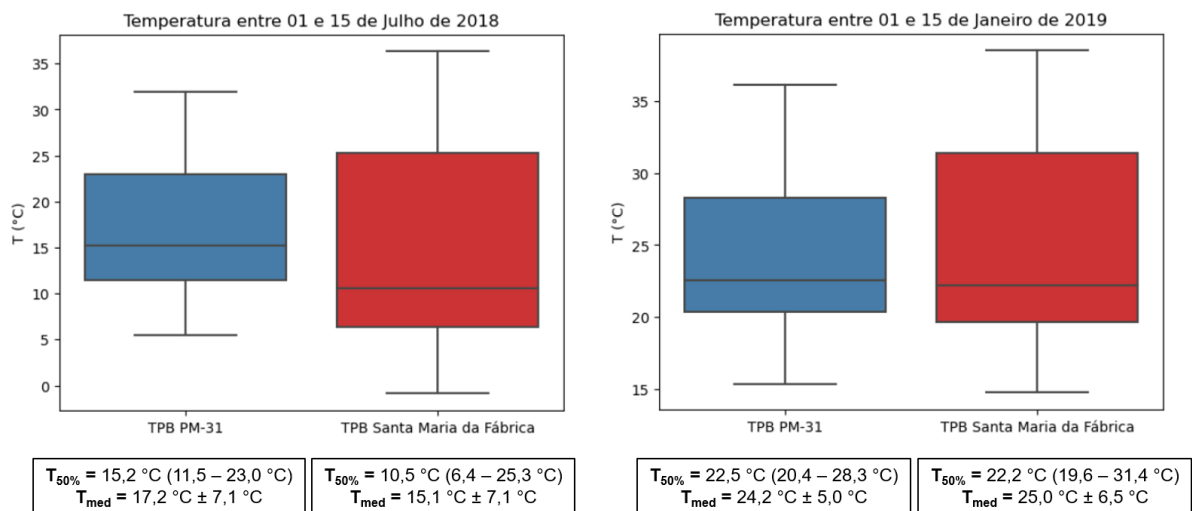
Fonte: Autor, 2023.

Na Figura 72 é possível verificar que durante o período de inversão, houve uma diferença de quase 5° C entre as medianas registradas nos transdutores de pressão. Durante este período, o TPB-PM31 apresentou uma menor oscilação na temperatura em comparação com o TPB-SMF, indicado pela diferença entre os intervalos



interquartis, de 11,5 °C e 18,9 °C, respectivamente. No verão, por outro lado, houve uma aproximação da tendência central entre as temperaturas medidas, com valores próximos de 25°C. Apesar disso, o TPB-SMF exibiu maior variância nos dados em relação ao TPB-PM31.

Figura 72 – Variação da temperatura durante períodos de inversão do nível freático no inverno de 2018, e oscilação normal, no verão de 2019



Fonte: Autor, 2023.

A configuração térmica no qual o sensor está exposto tem grande influência nos dados de pressão atmosférica medidos. As inversões exibidas no nível freático ocorreram em períodos onde houveram grandes divergências entre as temperaturas registradas nos sensores. Buscando a melhor compreensão dos efeitos da compensação barométrica nos dados, simulou-se valores de pressão absoluta, atmosférica e de nível freático em diferentes cenários.

O primeiro cenário considerou a compensação a partir de dados externos cuja oscilação da pressão atmosférica foi superior à observada localmente. O segundo cenário considerou o inverso, os dados transferidos apresentaram menores oscilações.

Como resultado, verificou-se que a inversão no nível freático ocorre quando a pressão atmosférica transferida exibe variações ( $IQR = Q3 - Q1$ ) superiores às observadas nos dados de pressão absoluta registrada no poço, ou seja,  $IQR_{patm,transf.} > IQR_{pabs}$ . Esta característica foi observada na simulação e constatada nos períodos onde houve a inversão nos dados de nível. Por outro lado, quando os dados

transferidos exibem variações inferiores aos valores de pressão atmosférica locais, o nível freático tende a apresentar amplitudes superestimadas. Na situação onde a pressão atmosférica transferida apresenta variações superiores à pressão atmosférica local, no entanto, inferiores à variação na pressão absoluta medida no TPT, o nível freático compensado apresentará oscilações amortecidas. Na Tabela 13 são sintetizados alguns cenários e suas respectivas influências no nível freático.

Tabela 13 – Possíveis cenários identificados relacionados à compensação barométrica com TPB externo

<b>Cenário</b>	<b>Comportamento do nível freático</b>
$IQR_{patm,transf} = IQR_{local} < IQR_{pabs}$	Sem modificação no comportamento real
$IQR_{local} < IQR_{pabs} < IQR_{patm,transf}$	Inversão do nível freático
$IQR_{local} < IQR_{patm,transf} < IQR_{pabs}$	Subestimação das oscilações do nível
$IQR_{patm,transf} < IQR_{local} < IQR_{pabs}$	Superestimação das oscilações do nível

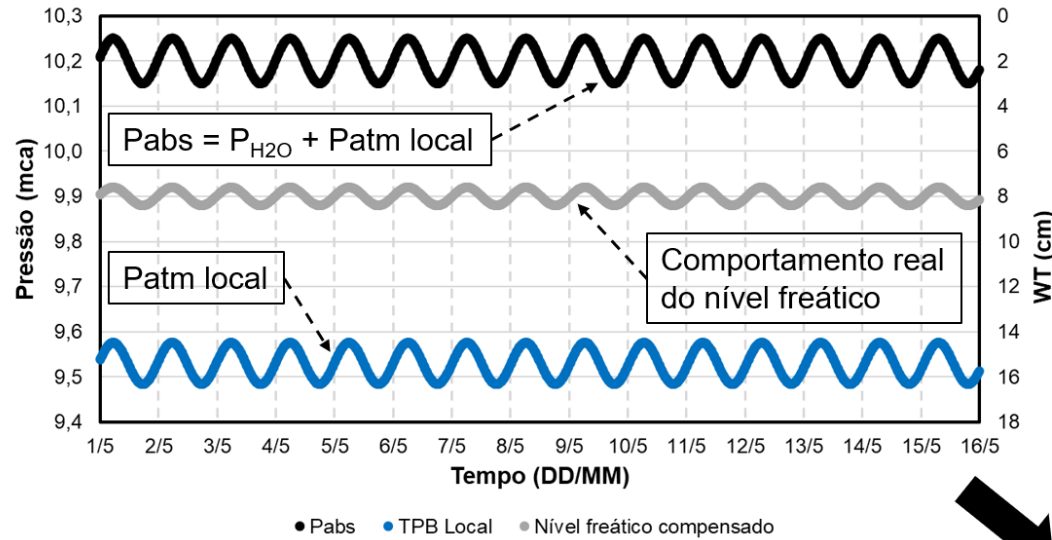
Fonte: Autor, 2023. (IQR – Intervalo Interquartil)

Na Figura 73 são representados visualmente alguns cenários indicados anteriormente. O comportamento exibido no nível freático pode variar conforme as condições locais e externas. De forma geral, no caso de não haver dados locais de pressão atmosférica, deve-se ter um cuidado especial na transferência dos dados, buscando dispositivos posicionados em locais com configurações térmicas similares.

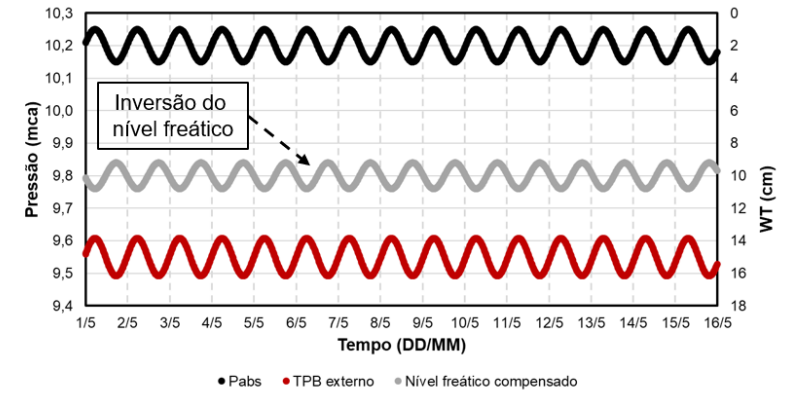
A temperatura pode ser um bom indicador da representatividade dos dados de pressão atmosférica. McLaughling e Cohen (2011) também encontraram comportamentos substancialmente diferentes no nível d'água compensado com TPB posicionados em locais diferentes. As divergências foram associadas às diferenças na configuração térmica entres os locais de instalação dos dispositivos. Ainda segundo os autores, as diferenças entre as pressões barométricas apresentaram elevada correlação com a temperatura ambiente.

A compensação barométrica pode não ser um problema para estudos que exijam dados diários ou quinzenais, como por exemplo, a estimativa da recarga subterrânea. No entanto, em situações onde são necessários dados com escala fina, como é caso dos métodos de estimativa da ETg, os efeitos podem afetar significativamente os resultados obtidos, descaracterizando o comportamento do nível freático.

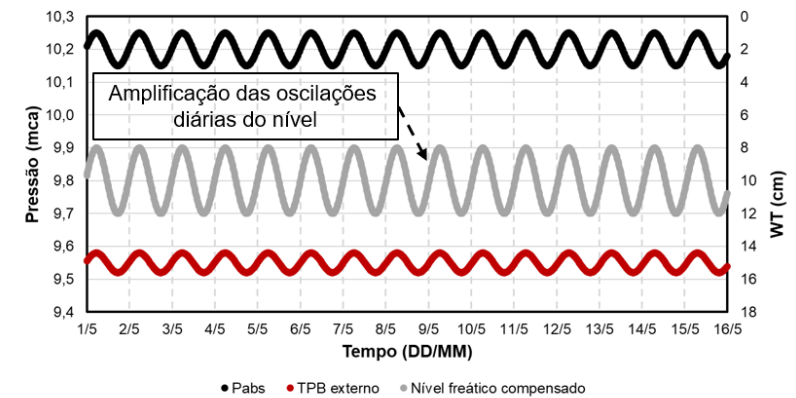
Figura 73 – Cenários simulados de compensação barométrica



**Cenário A)** Dados de Patm externa com maiores variações diárias em relação à Pabs local



**Cenário B)** Dados externos de Patm com menores variações diárias em relação à Patm local



### 6.5 Rendimento específico

Os parâmetros físico-hídricos utilizados na equação analítica de rendimento específico, como: porosidade total, retenção específica e condutividade hidráulica saturada estão disponíveis para os poços PM-27 e 28, com exceção do índice de distribuição de tamanho dos poros ( $\lambda_{BC}$ ) e pressão de entrada de ar ( $h_a$ ), nos quais foram calibrados com auxílio da equação (3.23), transcrita a seguir:

$$S_y = \frac{(\eta - S_r)}{\Delta d} \left\{ \Delta d + \frac{h_a}{1 - \lambda_{BC}} \left[ \left( \frac{h_a}{d_1} \right)^{\lambda_{BC} - 1} - \left( \frac{h_a}{d_2} \right)^{\lambda_{BC} - 1} \right] \right\} \quad (3.23)$$

A equação permite o cálculo do valor final do rendimento específico, após drenagem completa da camada não-saturada e saturada do solo. A calibração dos parâmetros  $\lambda_{BC}$  e  $h_a$  foi realizada a partir de tentativa e erro, até que o valor final estimado (constante) se aproximasse do valor real obtido por Ponton (2017), sob condições similares encontradas em campo. Na Tabela 14 é apresentado um resumo dos parâmetros utilizados no presente estudo.

Tabela 14 – Parâmetros físico-hídricos ajustados para o cálculo do rendimento específico transiente

Parâmetros	Unidade	PM-27	PM-28
Porosidade total - $\eta$	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,4080	0,3038
Retenção específica - $S_r$	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,2562	0,1123
Condutividade hidráulica saturada - $k_s$	cm/h	10,4	3,0
Dist. de tamanho dos poros - $\lambda_{BC}$ <sup>1</sup>	-	3,1	4
Pressão de entrada de ar - $h_a$ <sup>1</sup>	cm	0,5	0,5
Sy final <sup>2</sup>	cm <sup>3</sup> /cm <sup>3</sup>	0,1518	0,1915

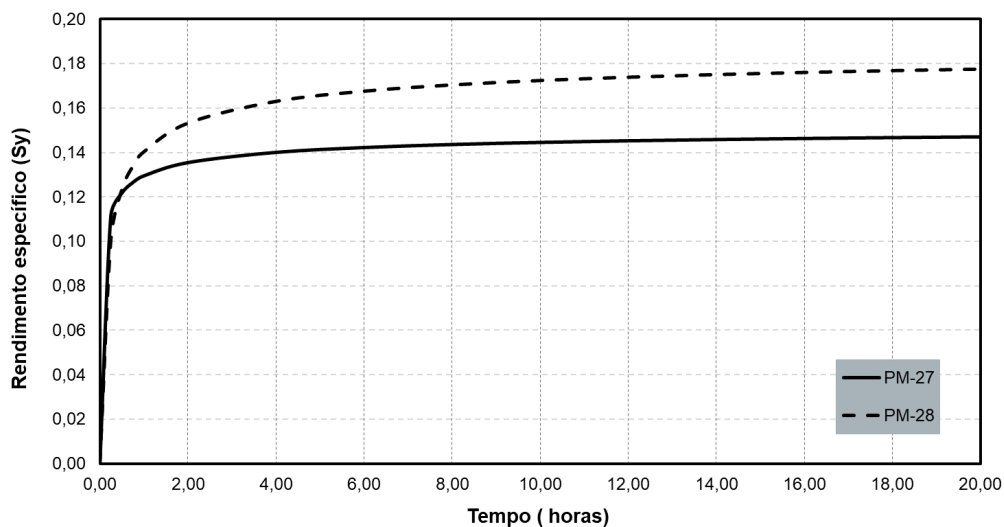
Fonte: Autor, 2023. <sup>1</sup>Valores ajustados, <sup>2</sup>Valor calculado.

Os parâmetros do PM-27 foram extrapolados para os demais poços da zona ripária (PM-30, 31, 32 e 35) tendo em vista a similaridade entre as características físicas dos mesmos. Na Figura 74 são apresentadas as curvas de rendimento específico transiente -  $S_y^*$  obtidas analiticamente para diferentes tempos de drenagem.

De forma geral, as curvas exibiram uma tendência de drenagem mais lenta se comparadas com as apresentadas por Ponton (2017). Isto ocorre possivelmente

devido à influência da drenagem da camada não-saturada imediatamente acima do nível freático. Enquanto o experimento do autor considerou somente o tempo necessário para que a água da zona saturada drenasse completamente. A equação analítica considera também a drenagem da água da zona não-saturada até o completo equilíbrio hidrostático entre as duas zonas.

Figura 74 – Solução analítica para o rendimento específico transiente dos poços PM-27 e 28, utilizando os parâmetros obtidos por Ponton (2017) e a equação de Nachabe (2002)



Fonte: Autor, 2023.

Os cálculos de rendimento específico transiente foram realizados diariamente para cada poço, considerando os valores de nível máximo e mínimo diários, e o tempo decorrido entre eles. Por exemplo, no PM-27, no dia 11/01/2019, observou-se um nível mínimo de 7,82 cm às 04h45 da manhã, enquanto o nível máximo foi de 8,96 cm às 15h30. Portanto, para este dia, a variação no nível e o tempo de drenagem decorrido foi de: 1,14 cm e 10,75 horas, respectivamente. Para esta situação, primeiro calculou-se o conteúdo normalizado de água propagado em um tempo de 10,75 horas.

$$\theta b = \left( \frac{1,14 \times (0,4080 - 0,2562)}{(3,65 \times 10,4)} \right)^{\frac{1}{3,65-1}} 10,75^{\frac{1}{(1-3,65)}} = 0,053375 \quad (6.4)$$

Onde o valor de 'n' foi obtido por:

$$n = \frac{2+3(3,1)}{3,1} = 3,65 \quad (6.5)$$

Em seguida, estimou-se o conteúdo de água normalizado médio na superfície do solo, por meio da equação (6.6) a seguir, utilizando para isto a profundidade média do nível freático e a tensão de sucção no solo (calibrada):

$$\theta_{sura} = \left(\frac{0,5}{8,39}\right)^{3,65} = 0,0000338 \quad (6.6)$$

Por fim, o rendimento específico transiente estimado foi de  $0,1492 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$ , considerando uma oscilação de 1,14 cm no nível freático, uma profundidade média de 8,39 cm e um tempo de drenagem de 10,75 horas, como segue:

$$S_y(1,14 \text{ cm}, 10,75 \text{ h}) = \frac{10,4}{1,14} (0,05384^{3,65} - 0,0000338^{3,5})t + (0,4080 - 0,2562)(1 - 0,053375) \quad (6.7)$$

$$S_y(1,14 \text{ cm}, 10,75 \text{ h}) = 0,1493 \text{ cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3} \quad (6.8)$$

Na Figura 75 são apresentados os box-plots com a distribuição das estimativas para cada poço. Os valores foram calculados para o período de atividade do TPB-PM31, cujos dados são considerados confiáveis. Nela também são indicadas as suas respectivas medianas. Na Tabela 15 é possível verificar em detalhe a estatística descritiva completa dos dados para o período de 2018 e 2019, assim como o coeficiente  $S_y^*/S_y$ , que indica a relação entre o valor transiente e constante do parâmetro.

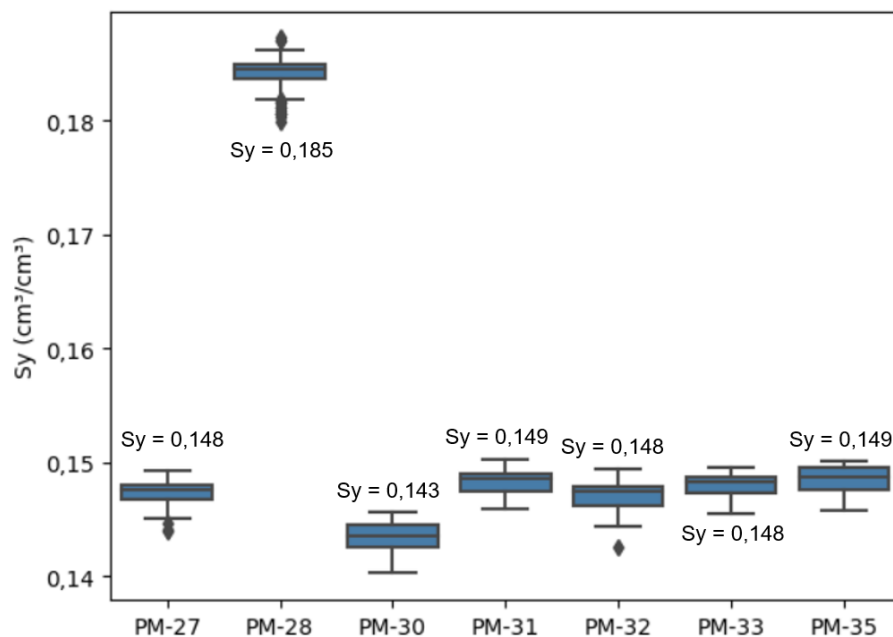
De forma geral, observou-se grande proximidade entre os valores transientes e constantes, obtidos experimentalmente por Ponton (2017). Ainda na tabela, é possível verificar que em média o  $S_y^*$  representou 97%  $S_y$ , indicando que a drenagem na área de estudo ocorre quase completamente durante os períodos de oscilação do nível freático. Este comportamento não é uma surpresa, tendo em vista que o solo da zona ripária é predominante arenoso, como discutido no tópico de materiais e métodos. O elevado teor de areia permite que boa parte da água seja rapidamente drenada logo nas primeiras horas após o início do rebaixamento. PM-30 foi o poço que exibiu a maior diferença no valor transiente, de 5%.

Tabela 15 – Estatística descritiva dos valores de rendimento específico transiente estimados para o período de 2018-2019 na zona ripária

	PM-27	PM-28	PM-30	PM-31	PM-32	PM-33	PM-35
<b>Média</b>	0,147	0,184	0,144	0,148	0,147	0,148	0,149
<b>Desvio</b>	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001	0,001
<b>Min</b>	0,144	0,180	0,140	0,146	0,143	0,146	0,146
<b>25%</b>	0,147	0,184	0,143	0,148	0,146	0,147	0,148
<b>50%</b>	0,148	0,185	0,144	0,149	0,148	0,148	0,149
<b>75%</b>	0,148	0,185	0,145	0,149	0,148	0,149	0,150
<b>Max</b>	0,149	0,187	0,146	0,150	0,150	0,150	0,150
<b>IQR</b>	0,001	0,001	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002
<b>S<sub>y</sub>*/S<sub>y</sub></b>	0,97	0,97	0,95	0,98	0,97	0,97	0,98

Fonte: Autor, 2023.

Figura 75 – Variação do rendimento específico transiente nos poços de monitoramento, considerado o período de atividade do TPB-PM31



Fonte: Autor, 2023.

Acredita-se que as oscilações exibidas no nível freático tenham sofrido forte influência do incêndio que ocorreu na zona ripária em 2018. Durante o período, o nível nos poços oscilou na ordem de 0,4 cm por dia, com exceção do PM-30, que apresentou mediana de 4 cm. Ponton (2017), relatou oscilações de até 6 cm no PM-27 e 4 cm no PM-28, no período considerado, as oscilações máximas nos poços foi de 2,05 cm e 1,91 cm, como indicado na Tabela 16.

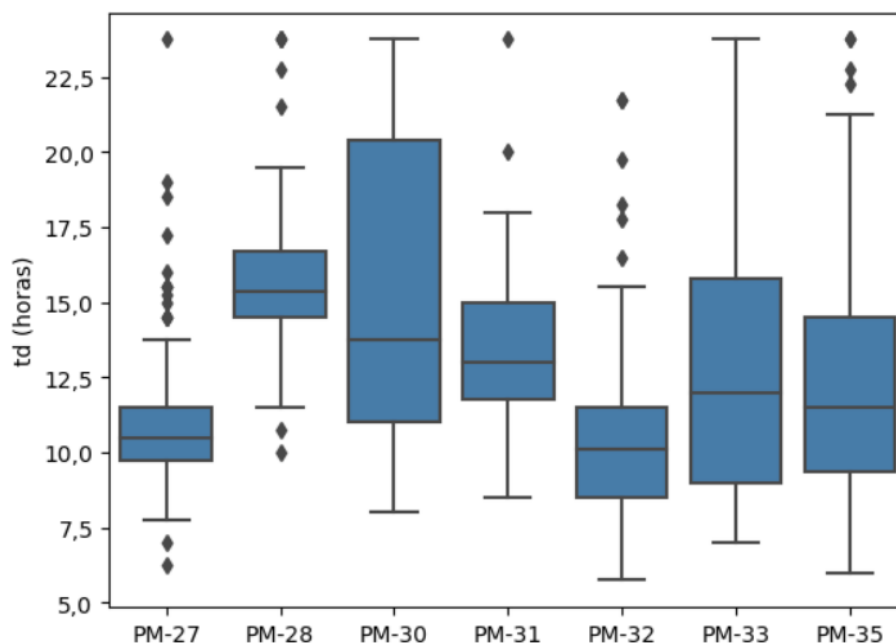
Tabela 16 – Oscilações no nível freático dos poços da zona ripária durante 2018 - 2019

	PM-27	PM-28	PM-30	PM-31	PM-32	PM-33	PM-35
<b>Média</b>	0,61	0,62	4,61	0,43	0,67	0,54	0,31
<b>Desvio</b>	0,37	0,36	2,28	0,33	0,45	0,50	0,21
<b>Min</b>	0,15	0,17	1,30	0,04	0,11	0,07	0,04
<b>25%</b>	0,37	0,43	2,09	0,20	0,37	0,22	0,12
<b>50%</b>	0,47	0,51	4,00	0,29	0,47	0,31	0,29
<b>75%</b>	0,80	0,65	6,47	0,58	0,91	0,76	0,48
<b>Max</b>	2,05	1,91	13,30	1,67	2,68	2,24	0,80

Fonte: Autor, 2023.

Durante o mesmo período, o tempo de drenagem variou de poço para poço, com tendência central de 12 horas, variando entre 11 e 15 horas. O PM-28 foi o poço com maior tendência central, com mediana de 15,25 horas (14,38 – 16,63 horas). O PM-32, por outro lado, apresentou as oscilações mais rápidas, com mediana de 9,75 horas (8,25 – 11,5 horas).

Tabela 17 – Tempo de drenagem médio observado nos poços de monitoramento



Fonte: Autor, 2023.



## 6.6 Evapotranspiração da água subterrânea

Neste tópico serão apresentados os resultados de  $ET_g$  obtidos pelos métodos de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008), considerando duas abordagens do valor de rendimento específico, final (constante) e transiente (variável). A influência do parâmetro foi avaliada com base nas métricas de correlação, coeficiente de Pearson e de Spearman, obtidas entre os métodos baseados na flutuação do nível freático e de balanço de energia – razão de Bowen. Para isto, utilizou-se os dados compensados pelo TPB-PM31, sendo o dispositivo com maior confiabilidade nos dados de pressão atmosférica para a área de estudo.

Como discutido no tópico de compensação barométrica, os TPB podem agregar incertezas às estimativas de  $ET_g$  caso estejam posicionados de forma inadequada. Na área de estudo, o TPB-SMF provocou inconsistências nos dados de nível freático compensados por ele. Estas inconsistências estão associadas principalmente ao seu mal acondicionamento.

Por outro lado, os dados de nível compensados pelo TPB-MA exibiram maiores amplitudes de oscilação, que podem estar associadas tanto à recuperação da vegetação afetada pelo incêndio quanto pela sua própria influência.

### 6.6.1 Estimativas com TPB local

Apesar da maior confiabilidade nos dados, o TPB-PM31 possui uma curta série temporal, em comparação com os demais dispositivos. O equipamento ficou ativo entre 20 de abril de 2018 e 27 de março de 2019. Durante o mesmo período, a vegetação local foi afetada pelo incêndio que ocorreu na área dos poços de monitoramento, como pode ser visualizado na Figura 32. Este acontecimento possivelmente afetou o comportamento de oscilação induzido pela vegetação ripária, produzindo menores estimativas de  $ET_g$ .

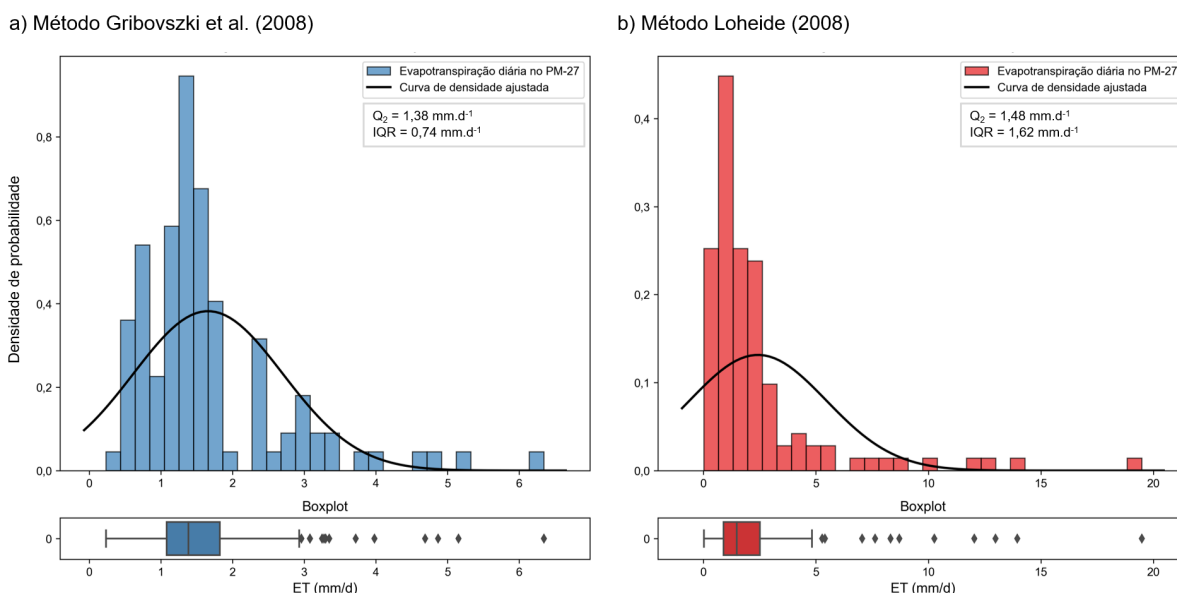
#### **PM-27**

O PM-27 está instalado na porção central da zona ripária, em solo predominantemente arenoso e com elevado teor de matéria orgânica. Estimativas de  $ET_g$  anteriores, realizadas por Ponton (2017) entre 2015 e 2016, indicaram valores

entre 2,74 a 14,90 mm.d<sup>-1</sup>, com valor médio diário de 6,62 mm.d<sup>-1</sup>. Durante o período avaliado pelo autor, o poço exibiu oscilações próximas de 6 cm por dia.

No presente trabalho, o poço exibiu oscilações médias inferiores a 1 cm, produzindo valores de ETg na faixa de 1,08 a 6,34 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,38 mm.d<sup>-1</sup> e 2,03 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente, para o método de Gribovszki et al. (2008). Com relação ao método de Loheide (2008), os valores variaram entre 0,89 e 19,5 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,48 e 2,42 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. Na Figura 76 é apresentada a distribuição dos dados para cada método e seus respectivos box-plots.

Figura 76 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-27 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008)



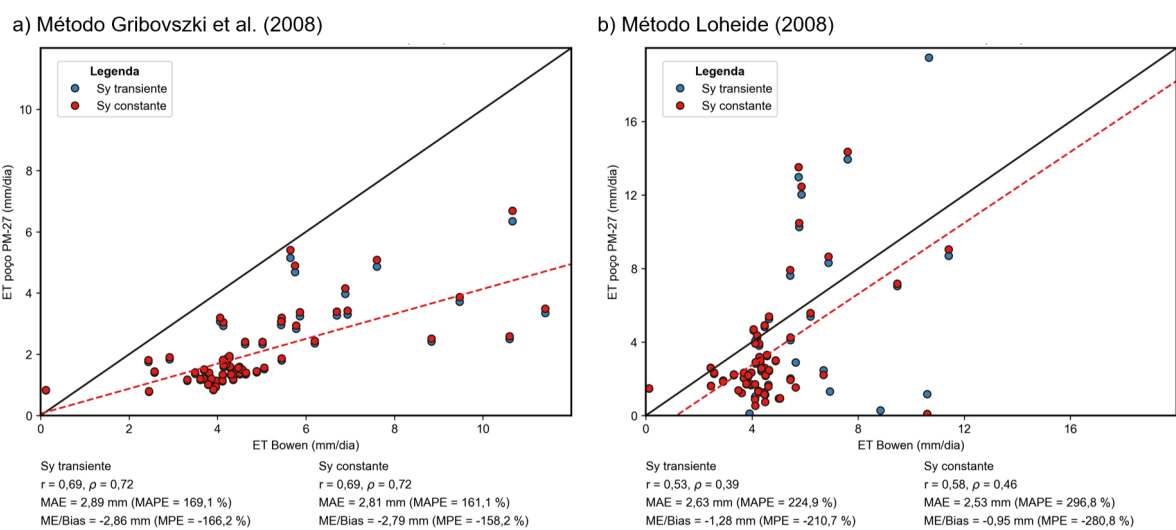
Fonte: Autor, 2023.

As métricas de correlação entre as estimativas de ETg e ET indicaram uma correlação positiva moderada entre as duas variáveis, produzindo  $r=0,69$  e  $p=0,72$ , para o método de Gribovszki et al. (2008) e  $r=0,53$  e  $p=0,39$ , para o método de Loheide (2009). A correlação pode ser melhor visualizada na Figura 77 a seguir. Como esperado, as estimativas de ETg apresentaram forte tendência de subestimação dos valores de ET total, e isto pode ter sido afetado pelas oscilações amortecidas causadas pelo estágio de recuperação da vegetação ripária.

Com relação ao uso do rendimento específico transiente, não foram observadas melhorias significativas nas estimativas de ETg, considerando as métricas

de correlação utilizadas. Como discutido no tópico de rendimento específico, os valores transientes calculados diariamente ficaram muito próximos do valor constante do parâmetro, em média 97% do valor final, indicando que o solo em questão sofre pouca ou nenhuma influência da dependência temporal e espacial do rendimento específico. Isto indica que para o PM-27, o uso do valor constante não traz prejuízos significativos para as estimativas de ETg.

Figura 77 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-27



Fonte: Autor, 2023.

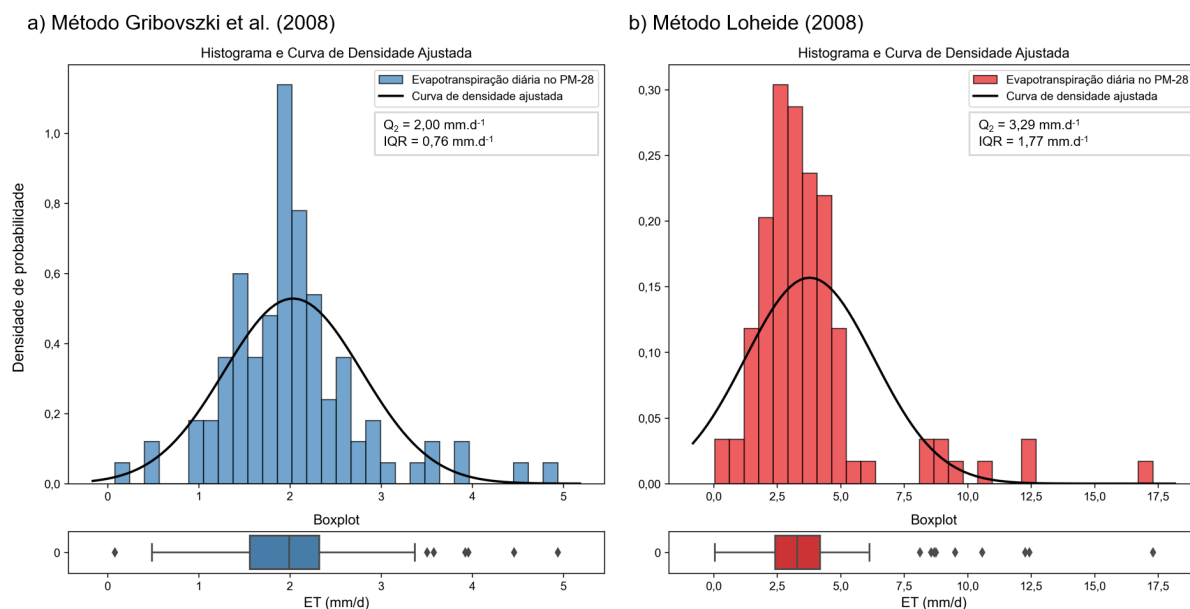
### PM-28

O PM-28 está instalado próximo à borda da zona ripária, em uma faixa de transição com Cerrado *stricto sensu*, o solo apresenta menor teor de matéria orgânica em relação ao PM-27, mas ainda predominantemente arenoso. Estimativas de ETg anteriores, realizadas por Ponton (2017) entre 2015 e 2016, indicaram valores entre 3,63 a 9,48 mm.d<sup>-1</sup>, com valor médio diário de 5,12 mm.d<sup>-1</sup>. Durante o período avaliado pelo autor, o poço exibiu oscilações próximas de 4 cm por dia.

De forma similar ao PM-27, as oscilações médias observadas foram inferiores a 1 cm, produzindo valores de ETg na faixa de 1,56 a 4,93 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,99 mm.d<sup>-1</sup> e 2,03 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente, para o método de Gribovszki et al. (2008). Com relação ao método de Loheide (2008), os valores variaram entre 2,41 e 17,3 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 3,29 e 3,77 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente.

Na Figura 76 é apresentada a distribuição dos dados para cada método e seus respectivos box-plots.

Figura 78 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-28 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008)



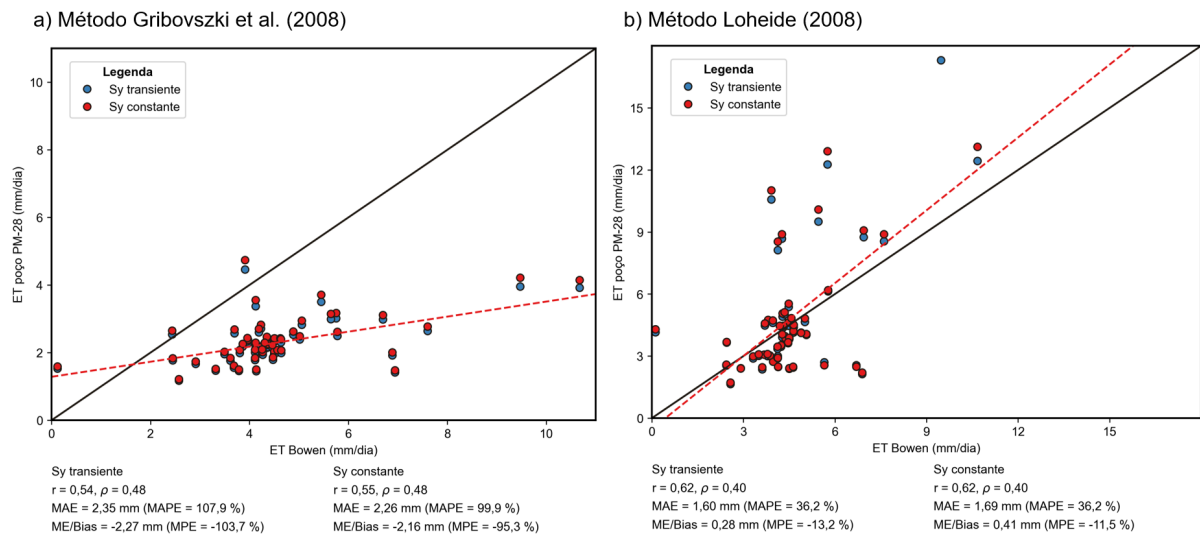
Fonte: Autor, 2023.

As métricas de correlação entre as estimativas de ETg e ET indicaram uma correlação positiva moderada entre as duas variáveis, produzindo  $r=0,54$  e  $p=0,48$ , para o método de Gribovszki et al. (2008) e  $r=0,62$  e  $p=0,40$ , para o método de Loheide (2009). A correlação entre os métodos pode ser melhor visualizada na Figura 77 a seguir.

Para este poço, em especial, o método de Loheide (2008) apresentou os melhores resultados, com uma leve tendência de superestimação em 0,28 mm. A diferença obtida entre os dois métodos está associada principalmente à forma de cálculo da recarga lateral. O método de Gribovszki et al. (2008), por exemplo, considera exclusivamente as oscilações sub-diárias do nível freático, ao passo que Loheide (2008) considera também a tendência geral de declínio observada no período de dois dias. O PM-28, de forma geral, exibiu maiores tendências de declínio em comparação com grande parte dos poços da zona ripária, o que pode ter contribuído para superestimação das taxas de recarga lateral.

Com relação ao uso do rendimento específico transiente, também não foram observadas melhorias significativas nas estimativas de ETg, indicando que para o PM-28, o uso do valor constante não traz prejuízos significativos para as estimativas.

Figura 79 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-28



Fonte: Autor, 2023.

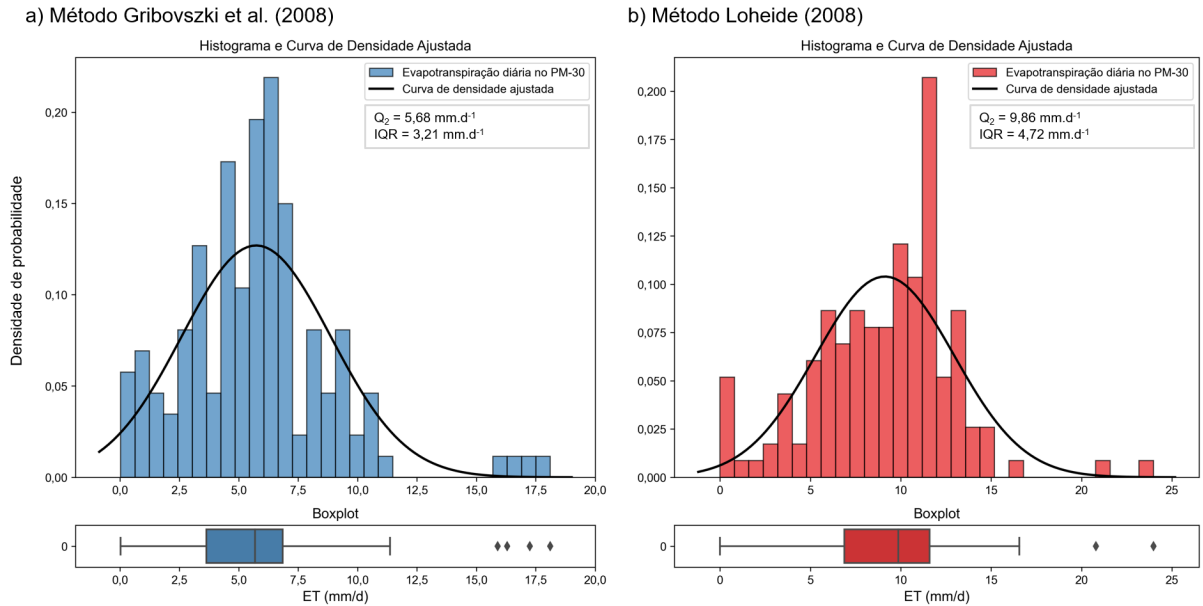
### ***PM-30 e PM-35 – Influência da posição dos poços nas estimativas de ETg***

Os poços PM-30 e PM-35 apresentaram os piores coeficientes de correlação com o método de balanço de energia. Este fato está relacionado às suas respectivas posições na zona ripária. O PM-30 encontra-se aproximadamente 30 metros de uma nascente, que por sua vez, interfere nas linhas de fluxo subterrâneo. O poço também está próximo à uma estrada de terra que direciona e concentra a água da chuva para a área do entorno, provocando oscilações acentuadas no nível freático durante períodos chuvosos. Na Figura 80 é possível verificar que as estimativas obtidas pelo método de Gribovszki et al. (2008), variaram entre 3,64 a 18,11 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 5,68 e 5,73 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. Enquanto que para o método de Loheide (2008), os valores oscilaram entre 6,87 e 23,97 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 9,86 e 9,12 mm.d<sup>-1</sup>. Os valores estimados apresentaram correlação desprezível com o método de balanço de energia, como indicado na Figura 81.

O PM-35, por outro lado, está situado na parte mais interna da zona ripária, sendo o poço mais próximo do ribeirão da onça. Esta proximidade, por sua vez, afeta o comportamento do nível freático devido ao efeito de condição de contorno (LOHEIDE et al., 2005; GRIBOVSKZI et al., 2008), que provoca o super amortecimento das oscilações diárias do nível freático, causando a subestimação das

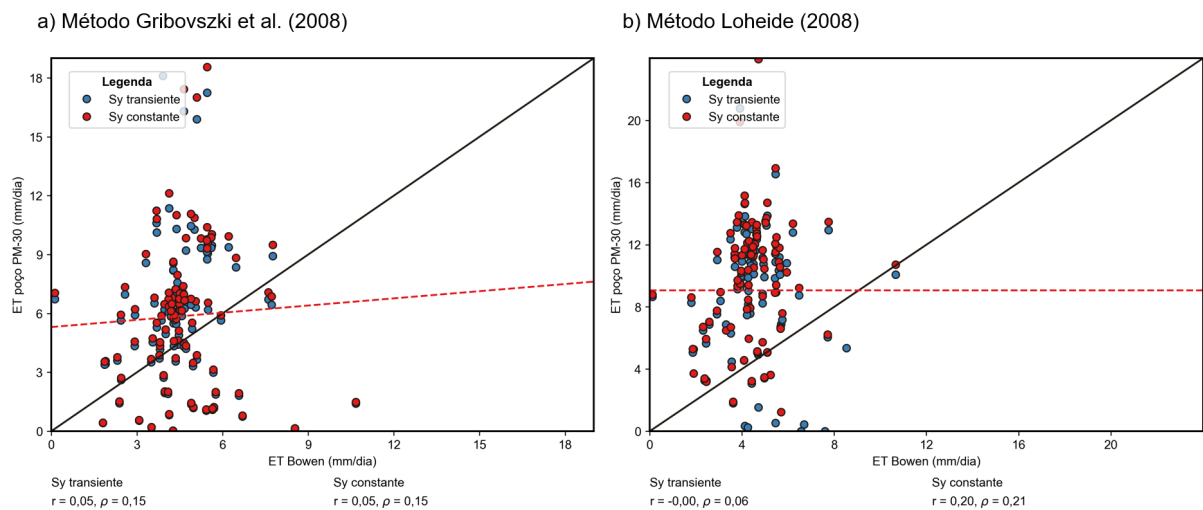
estimativas de ET<sub>g</sub>. Segundo Gribovski et al. (2008), estas oscilações usualmente desaparecem a alguns metros do curso d'água.

Figura 80 – Distribuição de dos dados de ET<sub>g</sub> para o PM-30 obtidos pelo método de Gribovski et al. (2008) e Loheide (2008)



Fonte: Autor, 2023.

Figura 81 – Comparação entre os métodos de estimativa de ET<sub>g</sub> com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-30

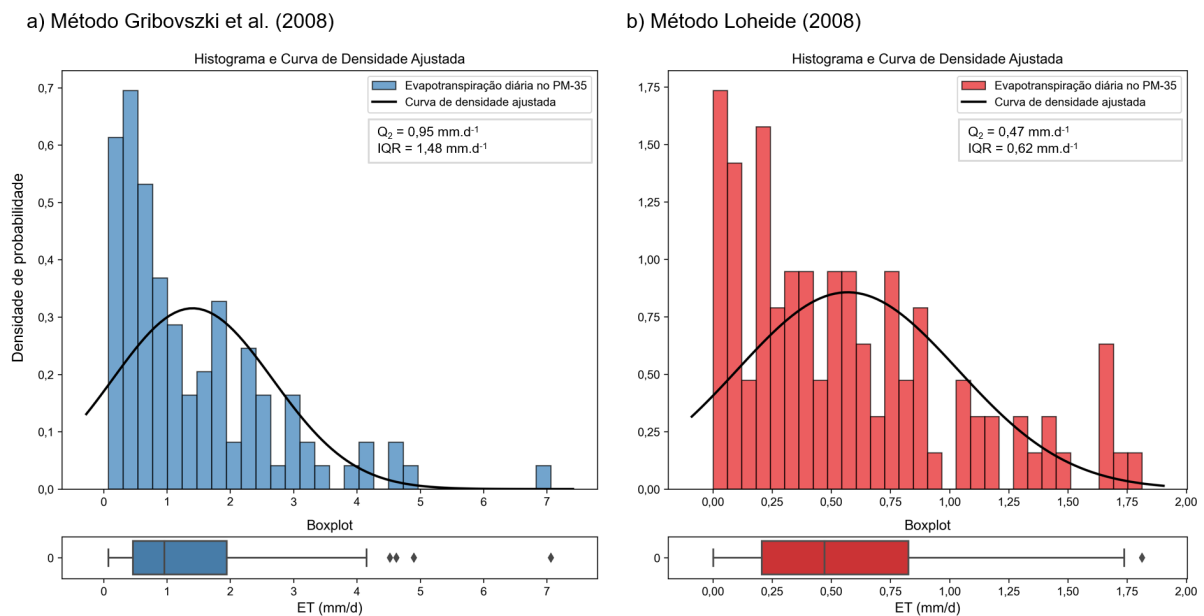


Fonte: Autor, 2023.

Além disso, o PM-35 está situado em área onde a linha piezométrica está constantemente acima da superfície do solo, produzindo leituras negativas<sup>31</sup> do nível d'água. Nestes casos, optou-se por remove-las da série temporal.

Na Figura 82 são apresentados os gráficos de distribuição das estimativas de ETg, onde o método de Gribovszki et al. (2008) produziu valores na faixa de 0,46 a 1,94 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 0,95 e 1,41 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. O método de Loheide (2008), produziu valores entre 0,21 e 0,83 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 0,47 e 0,57 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente.

Figura 82 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-35 obtidos pelo método de Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008)



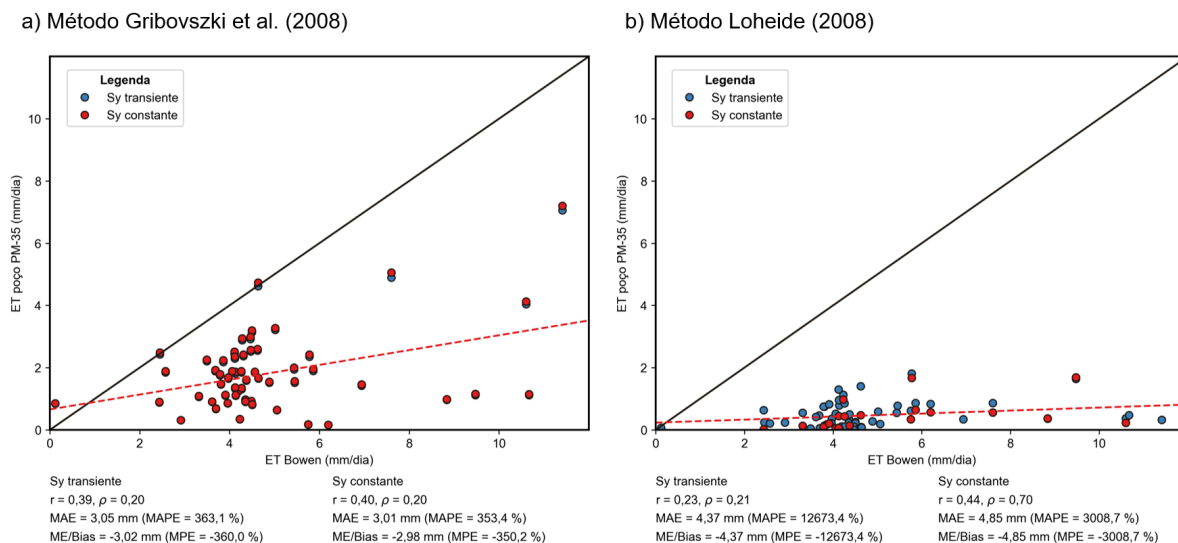
Fonte: Autor, 2023.

De forma geral, a posição do poço de monitoramento tem grande influência na representatividade das estimativas. Segundo Bauer et al. (2004) e Loheide et al. (2005), a parte central da zona ripária tende a representar condições médias da área, contanto que a vegetação local seja homogênea.

Na Figura 83 os coeficientes de correlação indicaram uma correlação positiva fraca entre as estimativas do PM-35 e do método de balanço de energia.

<sup>31</sup> Convencionou-se o sinal positivo no sentido das maiores profundidades do nível freático. A superfície do solo assume valor 0.

Figura 83 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-35



Fonte: Autor, 2023.

### **PM-31 e PM-32**

Os poços PM-31 e PM-32, juntamente com o PM-27, são poços situados em posições similares na bacia, mais centralizadas, com profundidades variando entre 8 e 30 cm. De forma geral, o rendimento específico transiente não afetou significativamente as estimativas nestes poços, indicando que o valor constante pode ser utilizado sem prejuízo significativo no valor final.

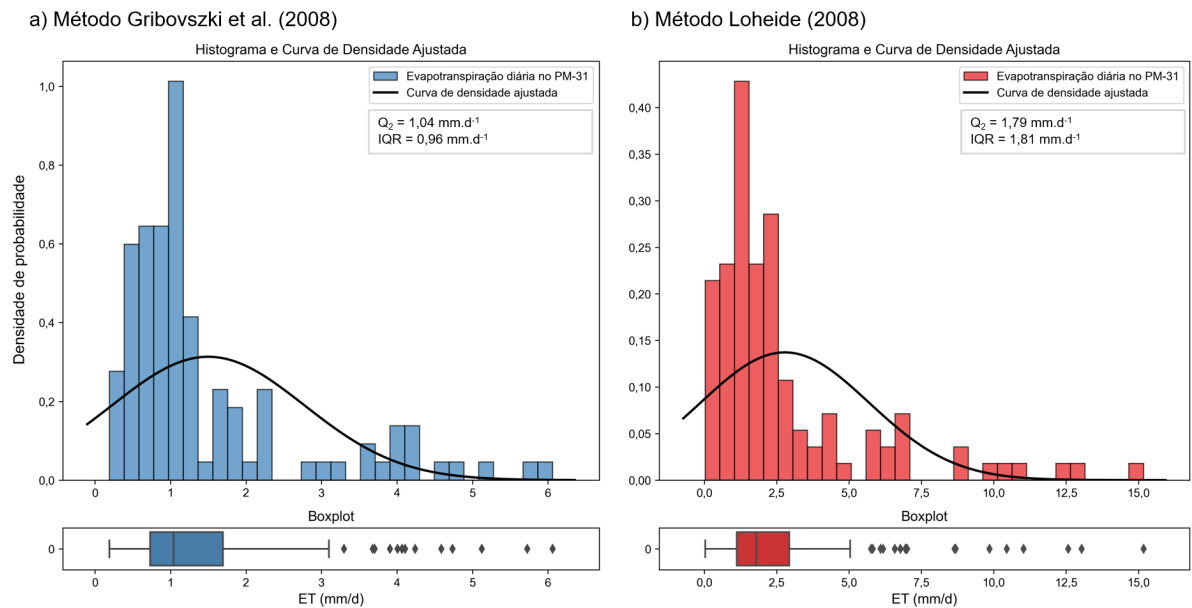
No PM-31, as estimativas obtidas pelo método de Gribovszki et al. (2008) variaram entre 0,19 e 6,06 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,04 e 1,50 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. Para o método de Loheide (2008), as estimativas oscilaram na faixa de 0,03 a 2,93 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,79 e 2,78 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente.

Para o PM-32, as estimativas variaram entre 0,41 e 12,06 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,76 e 2,38 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente, para o método de Gribovszki et al. (2008). Para o método de Loheide (2008), foram obtidos valores entre 0,41 a 2,80 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 1,79 e 2,78 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente.

Na Figura 85 é possível verificar a correlação com o método de balanço de energia para o PM-31 e na Figura 87, para o PM-32.

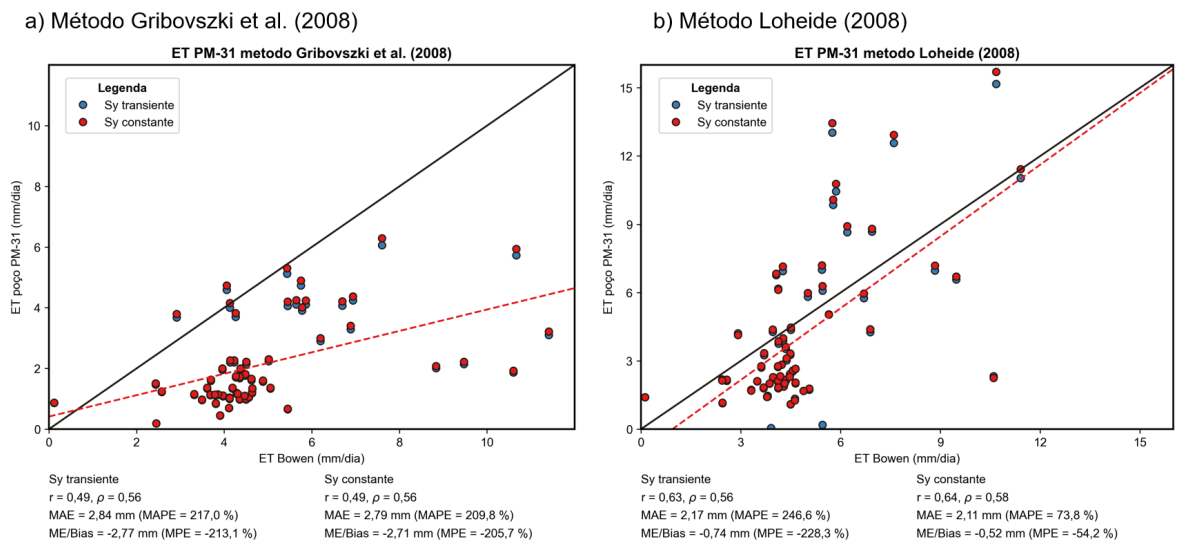


Figura 84 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-31 obtidos pelo método de Gribovski et al. (2008) e Loheide (2008)



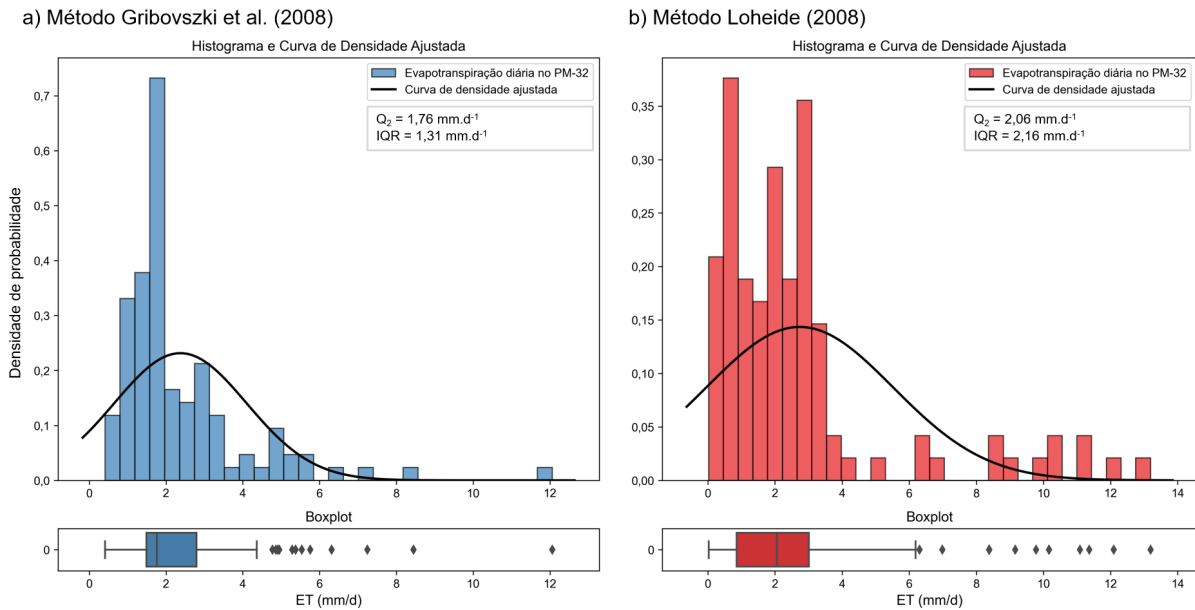
Fonte: Autor, 2023.

Figura 85 – Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-31



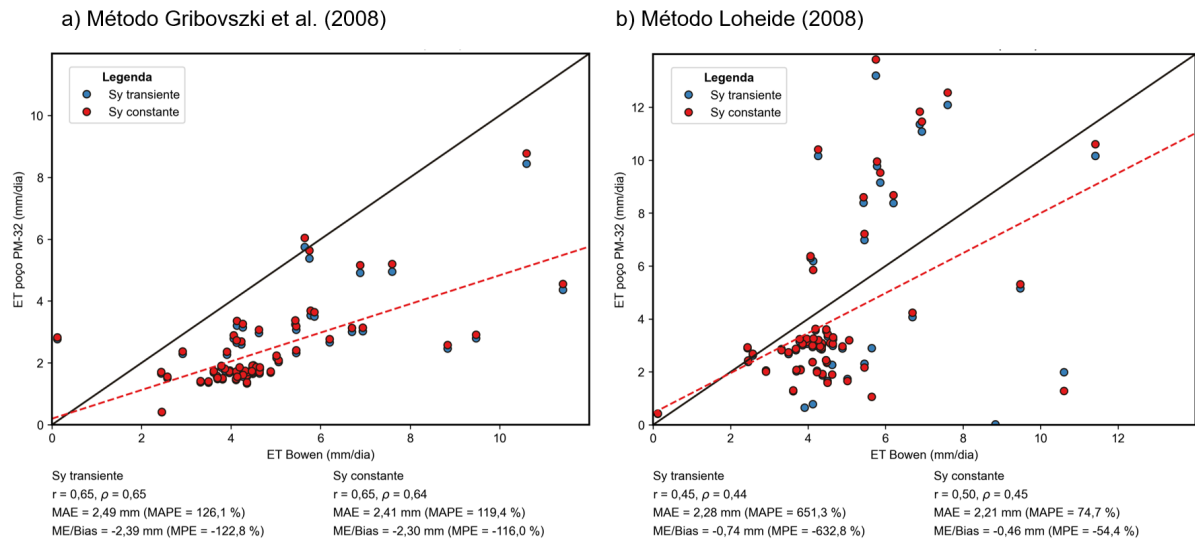
Fonte: Autor, 2023.

Figura 86 – Distribuição de dos dados de ETg para o PM-32 obtidos pelo método de Gribovski et al. (2008) e Loheide (2008)



Fonte: Autor, 2023.

Figura 87 - Comparação entre os métodos de estimativa de ETg com o método de balanço de energia – razão de Bowen para o PM-32



Fonte: Autor, 2023.

## 7 CONCLUSÃO

Neste trabalho, lacunas metodológicas em métodos de estimativa da evapotranspiração baseados na flutuação diária do nível freático foram abordadas, como a sensibilidade dos métodos às variações no rendimento específico do aquífero e na pressão atmosférica. Portanto, ao longo do trabalho, as estimativas da evapotranspiração considerando variações do rendimento específico e anomalias na pressão atmosférica foram comparadas com valores determinados com o método do balanço de energia, considerado como referência.

O estudo foi desenvolvido em um trecho de zona ripária situado na bacia hidrográfica representativa do Ribeirão da Onça (BRO), localizada no município de Brotas, estado de São Paulo. A área conta com sete poços de monitoramento dotados de transdutores de pressão total, com intervalo de 15 minutos entre as leituras, e uma estação meteorológica automática, dotada de sensores capazes de medir e registrar a cada 15 minutos, dados de radiação solar líquida, umidade relativa do ar, temperatura e fluxo de calor sensível no solo.

O método de balanço de energia – razão de Bowen foi aplicado na área entre os dias 20 de junho de 2018 e 15 de março de 2019. Estimativas inconsistentes inerentes ao próprio método foram rejeitadas por meio do critério proposto por Romano e Giudici (2009), baseado na teoria de propagação de erros, com limite de rejeição  $\varepsilon = 1$ . Durante o período, a evapotranspiração variou entre 0 e 12 mm.d<sup>-1</sup>, com mediana e média de 4,6 e 4,8 mm.d<sup>-1</sup>, respectivamente. Observou-se maiores valores durante as estações do ano mais quentes, como primavera e verão, com valores de 5,69 mm.d<sup>-1</sup> (3,89 – 6,88 mm.d<sup>-1</sup>) e 5,37 mm.d<sup>-1</sup> (3,89 – 6,55 mm.d<sup>-1</sup>), respectivamente.

Para estimar a evapotranspiração da água subterrânea, utilizou-se os métodos propostos por Gribovszki et al. (2008) e Loheide (2008), cuja aplicação na área de estudo já fora comprovada por Ponton (2017) e Carvajalino (2019). Na etapa de pré-tratamentos dos dados, verificou-se um elevado impacto das técnicas de suavização e remoção de ruídos nos resultados destes métodos. Isto ocorre em partes devido à redução dados inconsistentes, mas também pelo amortecimento das oscilações observadas no nível freático, utilizadas nestes métodos. A correlação das estimativas de ET<sub>g</sub> com a ET obtida pelo balanço de energia, aumentou conforme o grau de suavização aplicado, causando, no entanto, redução nos valores finais de ET<sub>g</sub>.

Com relação ao impacto do rendimento específico nas estimativas de ETg, verificou-se que uso do seu valor transiente não trouxe alterações significativas no valor final de ETg. Isto ocorre devido ao tipo de solo existente na área, sendo hidromórfico e predominantemente arenoso. Portanto, os valores de  $S_y$  na área de estudo não são limitados pelo tempo de drenagem e profundidade do nível freático. De forma geral, os valores transientes oscilaram entre 14,3 e 18,7%, correspondendo em média a 97% dos valores finais de  $S_y$  obtidos por Ponton (2017).

A compensação barométrica, por outro lado, teve grande impacto no comportamento do nível freático dos poços. Observou-se dois principais efeitos após a compensação dos dados: deslocamento vertical e inversão do nível freático. O primeiro foi provocado principalmente pela diferença na altitude entre os pontos de medição e aplicação dos dados.

A inversão dos dados de nível freático, por outro lado, foi provocada pelo mau acondicionamento do transdutor de pressão na área de estudo. Por se tratarem de dispositivos altamente precisos e sensíveis às variações de temperatura, o TPB e TPT devem estar posicionados em locais com mesma configuração térmica. Caso contrário, os dados podem afetar as oscilações observadas nos poços de monitoramento e conseqüentemente às estimativas de ETg para a área.

Recomenda-se cautela na transferência de dados de pressão atmosférica e no processo de compensação barométrica nos dados de nível freático, principalmente em estudos que exijam dados com elevada resolução. Para estudos futuros, recomenda-se a aplicação da ETg em modelos hidrológicos e subterrâneos, considerando a zona ripária como um compartimento físico.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G. et al. **FAO Irrigation and Drainage Paper No. 56 - Crop Evapotranspiration**. n. March, 1998.

ALCANTARA, G. M. **Modelagem dos impactos hidrológicos decorrentes de alterações do uso e ocupação do solo em bacia hidrográfica rural (2018)**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento). EESC-USP, São Carlos.

AGÊNCIA NACIONAL DE ÁGUAS E SANEAMENTO BÁSICO - ANA. **Conjuntura de Recursos Hídricos 2017: relatório pleno**. Brasília: ANA, 2017. p. 169.

ALTMAN, N. S. An Introduction to Kernel and Nearest-Neighbor Nonparametric Regression. **The American Statistician**, v. 46, n. 3, p. 175–185, ago. 1992. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/00031305.1992.10475879>>.

\_\_\_\_\_. **Conjuntura de Recursos Hídricos 2020: informe anual**. Brasília: ANA, 2020a. p. 118.

\_\_\_\_\_. **Estimativas de evapotranspiração real por sensoriamento remoto no Brasil**. Brasília: ANA, 2020b. p. 41.

\_\_\_\_\_. **Atlas irrigação: uso da água na agricultura irrigada**. 2 ed. Brasília: ANA, 2021c. p.130.

BALUGANI, E.; LUBCZYNSKI, M. W.; REYES-ACOSTA, L.; VAN DER TOL, C.; FRANCÉS, A. P.; METSELAAR, K. Groundwater and unsaturated zone evaporation and transpiration in a semi-arid open woodland. **Journal of Hydrology**, v. 547, p. 54–66, 2017.

BARBOSA, I. N. B. C.; CARNEIRO, C. D. R.; DE CARVALHO, A. M.; MIGUEL, G. F. Conhecer e conservar aquíferos: como torná-los visíveis?. **Terræ Didática**, 16, e020018-e020018, 2020.

BARRETO, C.E.A.G. **Balço hídrico em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de monitoramento hidrogeológico em bacia representativa**. 2006. 249 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2006.

BARRETO, C. E. A. G.; WENDLAND, E.; MARCUZZO, F. F. N. Estimativa da evapotranspiração a partir de variação de nível estático de aquífero. **Engenharia Agrícola**, v. 29, n. 1, p. 52–61, 2009.

BOWEN, I. S. The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. **Physical Review**, v. 27, n. 6, p. 779–787, 1926.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. Hydraulic Properties of Porous Media. **Hydrology Paper**, Vol. 3, 1964.

BUTLER JR, J. J.; KLUITENBERG, G. J.; WHITTEMORE, D. O.; LOHEIDE, S. P.; JIN, W.; BILLINGER, M. A.; ZHAN, X. A field investigation of phreatophyte-induced fluctuations in the water table. **Water Resources Research**, 43(2), 2007.

CADOL, D.; KAMPF, S.; WOHL, E. Effects of evapotranspiration on baseflow in a tropical headwater catchment. **Journal of Hydrology**, v. 462–463, p. 4–14, 2012.

CARVAJALINO, J. C. D. **Avaliação de estimativas de evapotranspiração dos métodos baseados na flutuação diária do nível piezométrico comparando com o método de balanço de energia - Razão de Bowen em zona ripária.** [s.l.] Universidade de São Paulo, 2019.

CARVALHO, L. G. DE et al. Evapotranspiração De Referência: Uma Abordagem Atual De Diferentes Métodos De Estimativa. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, v. 41, n. 3, p. 456–465, 2011.

CASTRO JUNIOR, P. R.; WENDLAND, E. **Relatório Final de Pós-doutoramento: Mapeamento Morfopedológico Aplicado à Bacia-Piloto do Ribeirão da Onça (SP) em Áreas de Recarga do Aquífero Guarani.** 2015. 45 f. – Relatório (Pós-doutorado) – Universidade de São Paulo, Universidade Federal de Mato Grosso, PROCAD – Programa Nacional de Cooperação Acadêmica – CAPES, 2015.

CELLIER, P.; BRUNET, Y. Flux-gradient relationships above tall plant canopies. **Agric. And Forest Meteorology**, v. 58, 1992.

CLEVELAND, W. S. Robust Locally Weighted Regression and Smoothing Scatterplots. **Journal of the American Statistical Association**, v. 74, n. 368, p. 829–836, dez. 1979. Disponível em: <<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.1080/01621459.1979.10481038>>.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. Hidrologia para engenharia e ciências ambientais. Porto Alegre: **Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH)**, 2015.

CONDON, L.; KOLLET, S.; BIERKENS, F. P.; FOGG, G. E.; MAXWELL, R. M.; HILL, M. C.; FRANSEN, H. J. H.; VERHOEF, A.; LOON, A. F. V.; SULIS, M.; ABESSER, C. Global groundwater modeling and monitoring: Opportunities and challenges. **Water Resources Research**, v. 57, p. 1–27, 2021. DOI: <https://doi.org/10.1029/2020WR029500>.

CONDON, L.E.; MAXWELL, R.M. Simulating the sensitivity of evapotranspiration and streamflow to large-scale groundwater depletion. **Science Advances**, 5(6), eaav4574, 2019.

CONTIN NETO, D. **Balanço Hídrico em bacia hidrográfica situada em região de recarga do Aquífero Botucatu.** [s.l.] Universidade de São Paulo, 1987.

COUTINHO, J. V. **Caracterização geofísica e modelagem do escoamento subterrâneo em área de afloramento do Sistema Aquifero Guarani.** 2019. 151p.

Dissertação (Mestrado) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2019.

CUEVAS, J. G.; CALVO, M.; LITTLE, C.; PINO, M.; DASSORI, P. Are diurnal fluctuations in streamflow real? **Journal of Hydromechanics**, v. 58, p. 149-162, 2010. DOI: <https://doi.org/10.2478/v10098-010-0014-0>.

CUNHA, A. T. DA. **Estimativa experimental da taxa de recarga na zona de afloramento do Aquífero Guarani, para a região de São Carlos - SP**. Universidade de São Paulo, 2003.

DALIN, C. **Sustainability of groundwater used in agricultural production and trade worldwide**. In: MUKHERJEE, A.; SCALON, B. R.; AURELI, A.; LANGAN; GUO, H.; MCKENZIE, A. (org). *Global Groundwater: source, scarcity, sustainability, security and solutions*. Elsevier, 2020, p. 347-357.

DOLAN, T. J.; HERMANN, A. J.; BAYLEY, S. E.; ZOLTEK, J. Evapotranspiration of a Florida, U.S.A., freshwater wetland. **Journal of Hydrology**, v. 74, n. 3–4, p. 355–371, 1984.

DUKE, H.R. Capillary properties of soils-influence upon specific yield. **Trans. ASAE**, 688-699, 1972.

FAN, J.; OESTERGAARD, K. T.; GUYOT, A.; LOCKINGTON, D. A. Estimating groundwater recharge and evapotranspiration from water table fluctuations under three vegetation covers in a coastal sandy aquifer of subtropical Australia. **Journal of Hydrology**, v. 519, n. PA, p. 1120–1129, 2014.

FLAMIGLIETTI, J. S. The global groundwater crisis. **Nature Climate Change**, vol. 4, p. 945-947, nov. 2014.

FOSTER, S.; HIRATA, R.; VIDAL, A.; SCHMIDT, G.; GARDUÑO, H. **The Guarani Aquifer Initiative – Towards realistic groundwater management in a transboundary context**. GW-MATE – The World Bank. Case Profile Collection, v. 9, p. 1- 28, 2009.

FRITSCHEN, L.; FRITSCHEN, C. L. **Bowen ratio energy balance method**. In: HARTFIELD, L.; BAKER, J. M. (ed.). *Agronomy monographs. Micrometeorology in Agricultural Systems*, v. 47, 2005. p. 397-405.

GARDUÑO, H.; FOSTER, S. **Sustainable Groundwater Irrigation approaches to reconciling demand with resources**. GW-MATE Strat. Overview, 2010.

GLEESON, T.; BEFUS, K. M.; JASECHKO, S.; LUIJENDIJK, E.; CARDENAS, M. B. The global volume and distribution of modern groundwater. **Nature geoscience**, v. 9, p. 161-167, nov. 2015. DOI: [doi.org/10.1038/ngeo2590](https://doi.org/10.1038/ngeo2590).

GLEESON, T.; CUTHBERT, M.; FERGUSON, G.; PERRONE, D. Global groundwater sustainability, resources, and systems in the Anthropocene. **Annual review of earth and planetary sciences**, 48, 431-463, 2020.

GOUVÊA, T. H. (2009). “**Análise estatística da influência da precipitação e de características do solo na variação do nível d’água em área de recarga do Aquífero Guarani**”. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - EESC/USP São Carlos, SP.

GOMES, L.H. **Determinação da recarga profunda na bacia-piloto do Ribeirão da Onça em zona de afloramento do Sistema Aquífero Guarani a partir de balanço hídrico em zona saturada**. 2008. 167 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil – Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2008.

GONÇALVES, R. D.; TERAMOTO, E. H.; CHANG, H. K. Regional Groundwater Modeling of the Guarani Aquifer System. **Water**, v. 12, p. 1-12, 2020. DOI: <http://dx.doi.org/10.3390/w12092323>.

GRAAF, I.E.; GLEESON, T.; VAN BEEK, L.P.H.; SUTANUDJAJA, E.H.; BIERKENS, M.F. Environmental flow limits to global groundwater pumping. **Nature**, 574(7776), 90-94, 2019.

GUANABARA, R.C. **Modelo transiente de fluxo em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. 2011. 122 f. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2011.

GRIBOVSKI, Z.; KALICZ, P.; SZILÁGYI, J.; KUČSARA, M. Riparian zone evapotranspiration estimation from diurnal groundwater level fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 349, n. 1–2, p. 6–17, 2008.

GRIBOVSKI, Z.; KALICZ, P.; SZILÁGYI, J. Does the accuracy of fine-scale water level measurements by vented pressure transducers permit for diurnal evapotranspiration estimation? **Journal of hydrology**, v. 488, p. 166-169, 2013. DOI: <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2013.03.001>.

GRIBOVSKI, Z. Comparison of specific-yield estimates for calculating evapotranspiration from diurnal groundwater-level fluctuations. **Hydrogeology Journal**, v. 26, n. 3, p. 869–880, 2018.

HAYS, K.B. **Water Use by Saltcedar (Tamarix sp.) and Associated Vegetation on the Canadian, Colorado and Pecos Rivers in Texas**. Master’s Thesis, Texas A & M University, Texas, TX, USA, 2003.

HILLEL, D. Book. **Environmental Soil Physics: Fundamentals, Applications, and Environmental Considerations**. Elsevier Science, 1998. ISBN 9780080544151. Disponível em: <[https://books.google.com.br/books?id=tP\\_\\_y5xRd0oC](https://books.google.com.br/books?id=tP__y5xRd0oC)>

HIRATA, R.; SUHOGUSOFF, A. V.; MARCELLINI, S. S.; VILLAR, P. C.; MARCELLINI, L. **A revolução silenciosa das águas subterrâneas no Brasil: uma análise da importância do recurso e os riscos pela falta de saneamento**. Instituto Trata Brasil, 2019.



HIRATA, R.; FOSTER, S. The Guarani Aquifer System – from regional reserves to local use. **Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology**, v. 54, 2020. DOI: <https://doi.org/10.1144/qjegh2020-091>.

HOU, X.; YANG, H.; CAO, J.; FENG, W.; ZHANG, Y. A review of advances in groundwater evapotranspiration research. **Water**, v. 15, 2023. DOI: <https://doi.org/10.3390/w15050969>

HU, S.; ZHAO, C.; LI, J.; WANG, F.; CHEN, Y. Discussion and reassessment of the method used for accepting or rejecting data observed by a Bowen ratio system. **Hydrological process**, v. 28, 2013. DOI: <https://10.1002/hyp.9962>.

JASECHKO, S.; PERRONE, D.; BEFUS, K. M.; CARDENAS, M. B.; FERGUSON, G.; GLEESON, T.; LUIJENDIJK, E.; MCDONNELL, J. J.; TAYLOR, R. G.; WADA, Y.; KIRCHNER, J. W. Global aquifer dominated by fossil groundwaters but wells vulnerable to modern contamination. **Nature Geoscience**, v. 10. 2017. p. 425-429. Doi: 425–429 (2017). <https://doi.org/10.1038/ngeo2943>.

JIA, W. et al. Modified method for the estimation of groundwater evapotranspiration under very shallow water table conditions based on diurnal water table fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 597, n. December 2020, p. 126193, jun. 2021.

JIANG, X. W. et al. A method for simultaneous estimation of groundwater evapotranspiration and inflow rates in the discharge area using seasonal water table fluctuations. **Journal of Hydrology**, v. 548, p. 498–507, 2017.

KING, F. H. Observation and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground water o the Wisconsin Agricultural Experimente Station farm, and at WhitewaterU.S. **Weather Bureau Bulletin 5**. [s.l: s.n.].

LANG, D. et al. A comparative study of potential evapotranspiration estimation by eight methods with FAO Penman–Monteith method in southwestern China. **Water (Switzerland)**, v. 9, n. 10, 2017.

LEPSCH, I. F. **19 lições de pedologia**. São Paulo: Oficina de Textos, 2011.

LIBARDI, P. **Dinâmica da Água no Solo** Vol. 61. EDUSP, 2005. ISBN 9788531407567. Disponível em: <<https://books.google.com.br/books?id=qdZyHIGaXGsC>>.

LOHEIDE II, S. P. A method for estimating subdaily evapotranspiration of shallow groundwater using diurnal water table fluctuations. **Ecohydrology**, v. 1, n. 1, p. 59–66, 20 mar. 2008.

LOHEIDE, S. P.; BUTLER, J. J.; GORELICK, S. M. Estimation of groundwater consumption by phreatophytes using diurnal water table fluctuations: A saturated-unsaturated flow assessment. **Water Resources Research**, v. 41, n. 7, p. 1–14, 2005.

LUCAS, M. C.; GUANABARA, R. C.; WENDLAND, E. Estimativa de recarga subterrânea em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani. **Boletim Geológico y Minero**, v. 123, n.3, p.311-323, 2012.

LUPON, A.; LEDESMA, J.; BERNAL, S. Riparian evapotranspiration shapes stream flow dynamics and water budgets in a Mediterranean catchment. **Hydrology and Earth System Sciences**, 22, p. 4033-4045, 2018. <https://doi.org/10.5194/hess-22-4033-2018>.

MALDONADO, L. H. (2009) **Validação experimental de metodologias para quantificação contínua de vazão no Ribeirão da Onça**. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) - EESC/USP São Carlos-SP.

MATTOS, T. S. **Avaliação do impacto da substituição de pastagem por eucalipto na recarga de aquífero freático**. Universidade de São Paulo, 2015.

MCLAGHLING, D. L.; COHEN, M. J. Thermal artifacts in measurements of fine-scale water level variation. **Water Resources Research**, vol. 47, 2011.

MELO, D. C. D. **Estimativa de impacto de mudanças climáticas nos níveis do aquífero livre em zona de recarga do sistema Aquífero Guarani**. 2013. 180 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo São Carlos, 2013.

MEIRA NETO, A.A. **Análise de incertezas e ponderação bayesiana de modelos aplicada à simulação chuva-vazão na Bacia do Ribeirão da Onça**. 2013. 110 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, São Carlos, 2013.

MOORE, G.W.; CLEVERLY, J.R.; OWENS, M.K. Nocturnal transpiration in riparian Tamarix thickets authenticated by sap flux, eddy covariance and leaf gas exchange measurements. **Tree Physiology**, v. 28, n. 4, p.521-528, abr. 2008.

MUKHERJEE, A.; SCALON, B. R.; AURELI, A.; LANGAN; GUO, H.; MCKENZIE, A. **Global groundwater: from scarcity to security through Sustainability and solutions**. In: \_\_\_\_\_. (org). *Global Groundwater: source, scarcity, sustainability, security and solutions*. Elsevier, 2020, p. 3-20.

NACHABE, M. et al. Evapotranspiration of Two Vegetation Covers in a Shallow Water Table Environment. **Soil Science Society of America Journal**, v. 69, n. 2, p. 492–499, 2005.

NACHABE, M. H. Analytical expressions for transient specific yield and shallow water table drainage. **Water Resources Research**, v. 38, n. 10, p. 11-1-11-7, 2002.

NOBRE, A. D. *O Futuro Climático da Amazônia*. 1. ed. São José dos Campos - SP: **Articulación Regional Amazônica - ARA**, 2014.

OHMURA, A. Objective Criteria for Rejecting Data for Bowen Ratio Flux Calculations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 21, n. 4, p. 595–598, abr. 1982.

- PAYERO, J. O. et al. Guidelines for validating bowen ratio data. **Transactions of the ASAE**, v. 46, n. 4, p. 1051, 2003.
- PEREIRA, A. R.; SEDIYAMA, G. C.; NOVA, N. A. V. Evapotranspiração. Campinas, SP: **Fundag**, 2013.
- PEREZ, P. et al. Assessment of reliability of Bowen ratio method for partitioning fluxes. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 97, n. 3, p. 141–150, nov. 1999.
- POMPÊO, C. A. **Balço hídrico da zona não saturada do solo na Bacia do Ribeirão da Onça**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 1990.
- PONTON, A. F. H. **Determinação empírica da evapotranspiração em zona ripária e áreas vizinhas (Cerrado stricto sensu e eucalipto)**. [s.l.] Universidade de São Paulo, 2017.
- REIS, A. MARTINS, R. T. A. A.; BERTOTTO, L. E.; COBALCHINI, E. R. O.; ISHIZAWA, Y. B.; WENDLAND, E. C. Experimental and representative watersheds as a training site of qualified professionals in water resources: a case study of Onça Creek Watershed (SP, Brazil). **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 27, n.26, p.1-14, 2022.
- RIBEIRO, A. S. (2012). **Modelagem chuva-vazão utilizando framework JAMS em área de afloramento do Sistema Aquífero Guarani**. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2012.
- RIGHETTO, A. M. Hidrologia e recursos hídricos. 1. ed. São Carlos: **EESC/USP**, 1998.
- ROMANO, E.; GIUDICI, M. On the use of meteorological data to assess the evaporation from a bare soil. **Journal of Hydrology**, v. 372, n. 1, p. 30–40, jun. 2009.
- ROSA, D. M. S. (2018). **Interação rio aquífero: Um estudo de caso na Bacia do Ribeirão da Onça**. Dissertação (Mestrado em Hidráulica e Saneamento) – Escola de Engenharia de São Carlos, Universidade de São Paulo, 2018.
- SANTOS, H. G. et al. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. 5 ed. Brasília, DF: Embrapa, 2018. 356 p.
- SAYRE, S. S.; TARAZ, V. Groundwater depletion in India: Social losses from costly well deepening. **Journal of Environmental Economics and Management**, v. 93, p. 85-100, 2018.
- SOYLU, M. E. et al. On evapotranspiration and shallow groundwater fluctuations: A Fourier-based improvement to the White method. **Water Resources Research**, v. 48, n. 6, p. 1–17, 2012.
- TANNER, C. B. Energy Balance Approach to Evapotranspiration from Crops. **Soil Science Society of America Journal**, v. 24, n. 1, p. 1–9, 1960.

TANNER, B. D.; GREENE, J. P. BINGHAM, G. E. A bowen ratio design for long term measurements. American Society of Agricultural Engineers (Microfiche collection) (USA), 1987.

THORNTHWAITE, C. W.; MATHER, J. R. The role of evapotranspiration in climate. Archiv für Meteorologie, **Geophysik und Bioklimatologie** Serie B, v. 3, n. 1, p. 16–39, 1951.

VAN ESSEN INSTRUMENTS. **Product Manual**: TD-Diver™ & Baro-Diver® – DI8xx Series. 2018

VAN DER GUN, J. **Groundwater resources sustainability**. In: MUKHERJEE, A.; SCALON, B. R.; AURELI, A.; LANGAN; GUO, H.; MCKENZIE, A. (org). Global Groundwater: source, scarcity, sustainability, security and solutions. Elsevier, 2020, p. 331-345.

WADA, Y.; VAN BEEK, L. P. H.; KEMPEN, C. M.; RECKMAN, J. W. T. M.; VASAK, S.; BIERKENS, M. F. P. Global depletion of groundwater resources. **Geophys. Res. Lett.**, vol. 37, L20402, DOI:10.1029/2010GL044571.

WENDLAND, E.; GOMES, L.H.; TROEGER, U.W.E. Recharge contribution to the Guarani Aquifer System estimated from the water balance method in a representative watershed. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 87, n. 2, p. 595–609, 2015.

WHITE, W. N. A method of estimating ground-water supplies based on discharge by plants and evaporation from soil. **USGS Water-Supply Paper** no. 659-A, 1932.

YEH, P. J.; FAMIGLIETTI, J. S. Regional groundwater evapotranspiration in Illinois. **Journal of Hydrometeorology**, 10(2), 464-478, 2009.

## APÊNDICE A

Tabela 18 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o outono

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>2019</b>	<b>2022</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	7	74
<b>Média</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,24	3,99
<b>Desvio</b>	mm.d <sup>-1</sup>	1,17	1,14
<b>Min</b>	mm.d <sup>-1</sup>	2,35	1,01
<b>Q1 (25%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,66	3,36
<b>Q2 (50%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,29	4,01
<b>Q3 (75%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,96	4,82
<b>Máx</b>	mm.d <sup>-1</sup>	5,78	6,01

Fonte: Autor, 2023.

Tabela 19 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o inverno

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>2018</b>	<b>2022</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	95	95
<b>Média</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,93	4,00
<b>Desvio</b>	mm.d <sup>-1</sup>	1,38	1,10
<b>Min</b>	mm.d <sup>-1</sup>	0,59	0,90
<b>Q1 (25%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,40	3,61
<b>Q2 (50%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,13	4,06
<b>Q3 (75%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,63	4,49
<b>Máx</b>	mm.d <sup>-1</sup>	6,84	6,36

Fonte: Autor, 2023.

Tabela 20 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para a primavera

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>2018</b>	<b>2022</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	90	90
<b>Média</b>	mm.d <sup>-1</sup>	5,37	5,67
<b>Desvio</b>	mm.d <sup>-1</sup>	2,59	1,92
<b>Min</b>	mm.d <sup>-1</sup>	0,80	0,64
<b>Q1 (25%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,57	4,96
<b>Q2 (50%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	5,36	5,99
<b>Q3 (75%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	6,41	7,08
<b>Máx</b>	mm.d <sup>-1</sup>	12,03	9,31

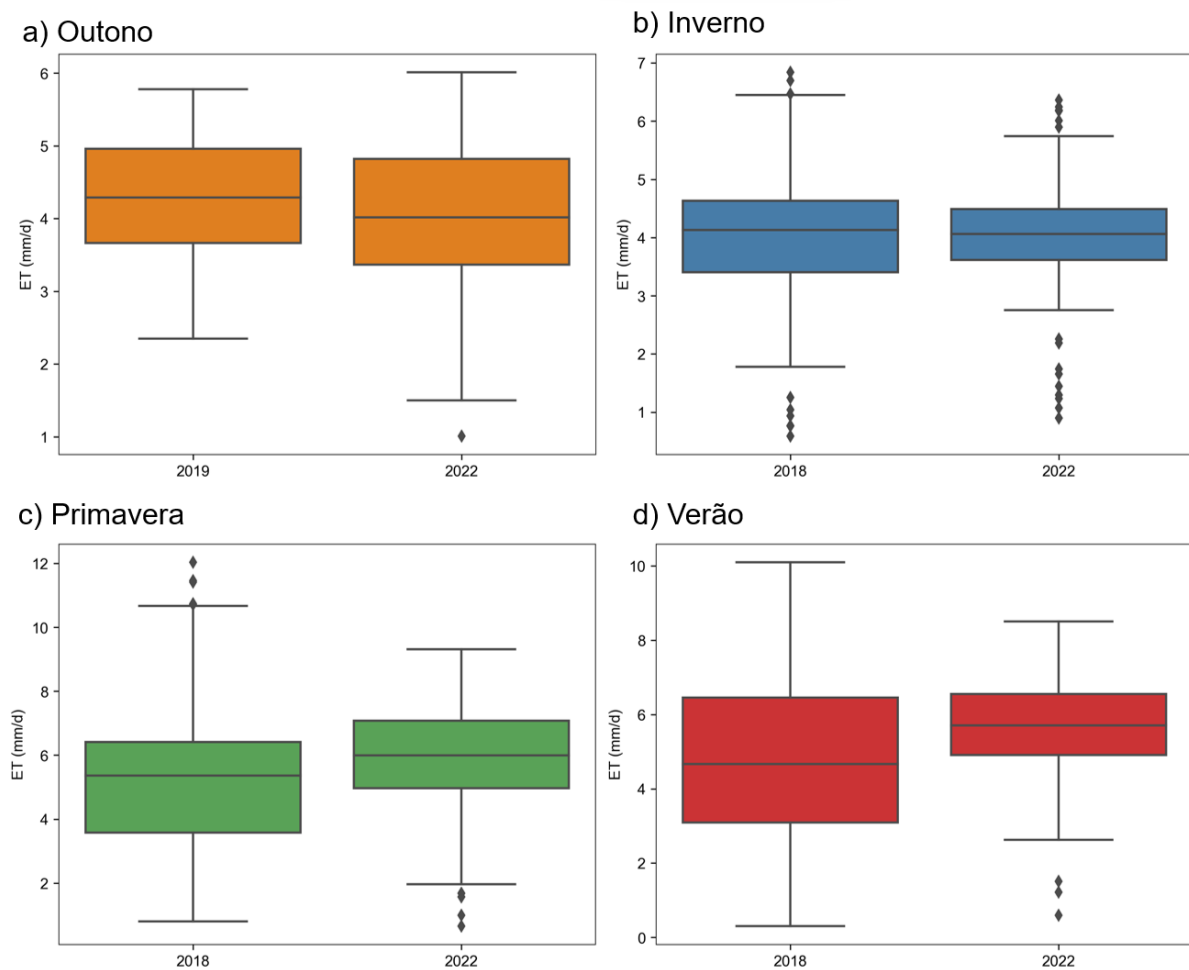
Fonte: Autor, 2023.

Tabela 21 – Estatística descritiva das estimativas diárias de ET obtidas pelo método de balanço de energia – razão de Bowen para o verão

<b>Estatística</b>	<b>Unidade</b>	<b>2018</b>	<b>2022</b>
<b>Contagem (dados)</b>	dados	91	84
<b>Média</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,83	5,58
<b>Desvio</b>	mm.d <sup>-1</sup>	2,39	1,48
<b>Min</b>	mm.d <sup>-1</sup>	0,30	0,59
<b>Q1 (25%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	3,09	4,91
<b>Q2 (50%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	4,66	5,71
<b>Q3 (75%)</b>	mm.d <sup>-1</sup>	6,45	6,55
<b>Máx</b>	mm.d <sup>-1</sup>	10,09	8,50

Fonte: Autor, 2023.

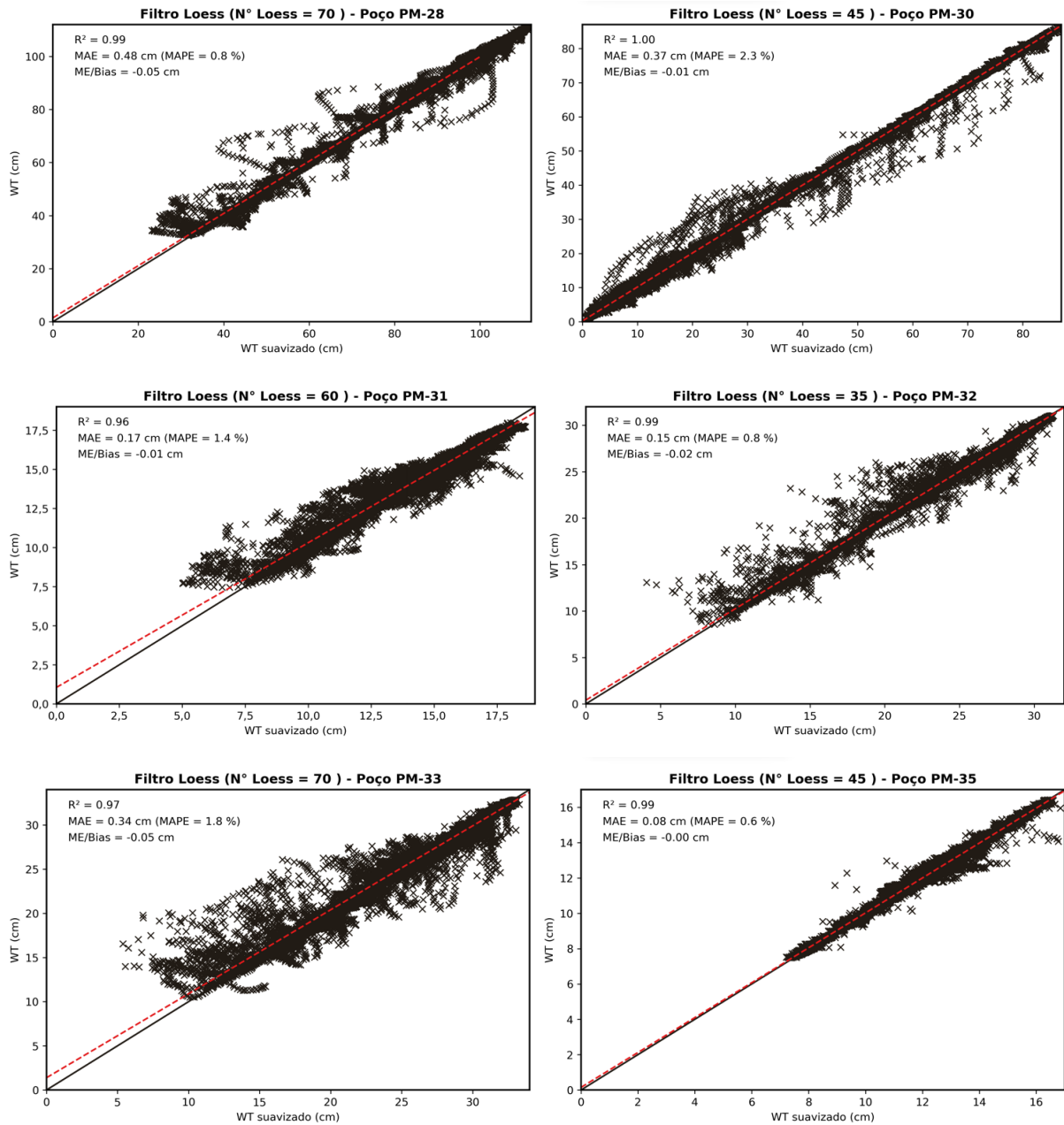
Figura 88 – Box-plot das estimativas de ET diárias obtidas pelo método de Balanço de Energia – Razão de Bowen para os anos de 2018 e 2022



Fonte: Autor, 2023.

## APÊNDICE B

## Influência da suavização nos dados de nível freático



Fonte: Autor, 2023.



***EESC • USP***