

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ENERGIA E AMBIENTE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM CIÊNCIA AMBIENTAL

MARIANE CHITTOLINA

**Resposta hidrológica de bacias de cabeceira na Serra da Mantiqueira
avaliada com multi-instrumentação**

SÃO PAULO
2022

MARIANE CHITTOLINA

**Resposta hidrológica de bacias de cabeceira na Serra da Mantiqueira
avaliada com multi-instrumentação**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental do Instituto de Energia e Ambiente da Universidade de São Paulo para obtenção do título de Doutor em Ciência Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Humberto Ribeiro da Rocha
Co-orientador: Prof. Dr. Jonathan Mota da Silva

Versão Corrigida

SÃO PAULO
2022

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

FICHA CATALOGRÁFICA

Chittolina, Mariane.

Resposta hidrológica de bacias de cabeceira na Serra da Mantiqueira avaliada com multi-instrumentação. / Mariane Chittolina; orientador: Humberto Ribeiro da Rocha; co-orientador: Jonathan Mota da Silva. – São Paulo, 2022.

101 f.: il. 30 cm.

Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) – Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental – Instituto de Energia e Ambiente da Universidade de São Paulo.

1. Recursos hídricos. 2. Hidrologia tropical. 3. Águas subterrâneas. 4. Escoamento – geração. 5. Evapotranspiração, I.
Título.

Elaborado por Maria Penha da Silva Oliveira CRB-8/6961

AGRADECIMENTOS

Primeiramente, não assumo sozinha nenhum crédito pelo ganho de conhecimento e pelos resultados gerados por esta tese, pois todas as etapas tiveram contribuição de mais pessoas, além de mim, empenhadas em fazer essa pesquisa dar certo.

Ao Prof. Humberto, obrigada pela confiança de me aceitar como aluna e pela inesgotável dedicação em me conduzir de maneira exímia e sensata como pesquisadora. Sem o seu sim e sem sua paciência esse trabalho não existiria.

Ao Thiago, meu amado esposo, obrigada por ser minha fonte de generosidade e perseverança. Seu apoio incondicional durante meus anos de pós-graduação foi o que me fez chegar até aqui.

Aos meus pais e irmãos, à tamanha dedicação e apoio que sempre recebi.

Ao Duda e ao Helber, por todo apoio e companheirismo em campo, principalmente no objetivo de fazer os instrumentos funcionarem, e à Emília, pela dedicação e ajuda no processamento dos dados.

À Carla, pela dedicação em fazer as coisas darem certo e por compartilhar as mesmas dificuldades que um trabalho de campo proporciona, e à Raianny e ao Léo, pela pronta disponibilidade em me ajudar sempre que precisei.

Aos meus atuais e ex-colegas do LCB, pela convivência, companheirismo, amizade e trabalho em equipe: Eduardo, Evandro, Izabella, Patrícia, Pierre, Rodolfo e Thomas.

Ao pessoal do DAEE e da SABESP, pela prontidão e colaboração em diversas etapas deste trabalho, em especial ao Prof. Gré, ao Samir e ao Vinicius.

À *The Nature Conservancy* pelas informações da região de estudo e suporte. Em especial à Eileen pelas discussões e esclarecimentos no início da jornada.

Ao Prof. Dr. Jonathan Mota, por ter me guiado no início do doutorado.

Ao Prof. Dr. Rafael Rosolem, pela dedicação em me receber e me guiar na realização da BEPE.

Aos professores, pesquisadores e alunos das várias universidades e institutos que desenvolveram seus trabalhos em Extrema e contribuíram de alguma forma com minha pesquisa.

Ao pessoal da Secretária de Meio Ambiente do Município de Extrema por todo apoio na logística e na manutenção em campo.

Aos funcionários e professores do IEE e do IAG.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelos auxílios concedidos, sob processos 2015/50682-6, 2016/16358-0, 2019/17179-0, 2019/23853-5, 2020/04060-1, 2021/11762-5 e à Capes/ANA sob projeto 88887.144979/2017-00.

“Não é o crítico que importa.
Nem aquele que aponta como o homem forte tropeça, ou onde o
executor das ações poderia ter feito melhor.
O crédito pertence ao homem que está de fato na arena, cujo rosto
está manchado pelo pó, suor e sangue.
Aquele que luta com valentia, aquele que erra e tenta de novo e de
novo, porque não há esforço sem erro.
Aquele que realmente se esforça para realizar as obras.
Aquele que conhece grandes entusiasmos, grandes devoções.
Aquele que se dedica a uma causa nobre, que na melhor das hipóteses,
conhece no final o triunfo da grande realização, e que, na pior das
hipóteses, se falhar, pelo menos falha ousando grandemente, de modo
que seu lugar nunca será com aquelas almas frias e tímidas que não
conhecem a vitória nem a derrota.”

Theodore Roosevelt

RESUMO

CHITTOLINA, M. **Resposta hidrológica de bacias de cabeceira na Serra da Mantiqueira avaliada com multi-instrumentação**. Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) – Instituto de Energia e Ambiente da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2022.

As bacias de cabeceira de regiões tropicais são fundamentais na gestão hídrica para suprir o abastecimento em regiões densamente povoadas. No entanto, a gestão sustentável dos recursos hídricos depende do entendimento dos processos hidrológicos em escala de bacias hidrográficas, principalmente em pequena escala, que pode ser alcançado com o monitoramento em campo. Assim, o objetivo deste trabalho foi entender o regime funcional hidrológico de uma pequena bacia hidrográfica ($\approx 12 \text{ km}^2$) cobertura predominantemente por pastagem, a bacia do Ribeirão das Posses, e de suas outras 4 sub-bacias, Q1, Q2, Q3 e Q4 (≈ 0.4 a 3.4 km^2) na região de clima subtropical da Serra da Mantiqueira, no Sudeste do Brasil. Para tanto, foi utilizada a investigação experimental com uma abordagem “multi-instrumental” durante aproximadamente quatro anos hidrológicos. Foram estimadas: precipitação, vazão, umidade do solo, nível do aquífero, além de estimativas de escoamento básico e escoamento direto, de evapotranspiração (ET) com métodos micrometeorológicos (*Eddy covariance* (EC) e Razão de Bowen (BR)), correções de fechamento de balanço de energia e modelagem baseada no balanço hídrico. Na análise temporal hidrológica, o escoamento básico respondeu pela maior parte da vazão durante a estação seca, e cerca de metade nos meses mais úmidos, atingindo picos em março, altamente covariado com o a resposta do lençol freático. O coeficiente de escoamento médio variou de 23 a 37% entre as bacias e o índice de escoamento básico de 62% a 75%. A umidade do solo apresentou uma memória anual mais longa em relação a vazão superficial, se recuperando da estiagem cerca de três meses antes e deplecionando cerca de dois meses depois. Na escala de evento de chuva-vazão, todas as bacias apresentaram limiares de resposta ao escoamento direto, abaixo dos quais o escoamento direto foi modesto, sendo de precipitação de $\approx 10 \text{ mm}$, umidade do solo de $\approx 45\%$ a 57% e nível do aquífero de $\approx 135 \text{ cm}$. Para as estimativas de balanço de energia, foi obtido um fechamento insatisfatório para o método EC e BR, sendo assim, aplicados três métodos de correção para EC. A comparação da ET média anual entre 3 métodos de correção com o balanço hídrico mostrou uma concordância na faixa de $2,6$ a $2,9 \text{ mm dia}^{-1}$, que foi particularmente atendida pelas abordagens de Mauder e Twine, de $2,8 \text{ mm dia}^{-1}$. Essas correções respeitaram os limites superiores da ET potencial, superestimaram a energia disponível em aproximadamente menos de 5% e mostraram uma variabilidade sazonal da ET do mínimo de $\approx 1,3 \text{ mm dia}^{-1}$ em julho e altos fluxos na estação chuvosa durante cerca de 5 meses de $\approx 3,5 \text{ mm dia}^{-1}$. O índice evaporativo médio anual em todas as bacias foi mais bem estimado, variando de $\approx 59\%$ a 80% . O fluxo máximo de calor sensível (H) em setembro indicou como o início das chuvas e a rápida resposta da recuperação da umidade do solo impediram que H aumentasse no ritmo da radiação. A umidade do solo pareceu desempenhar um papel fundamental não apenas na ET, mas no controle da partição de energia. Com estes resultados foi possível observar padrões de resposta de chuva e escoamento direto e de evapotranspiração que podem ajudar no gerenciamento das bacias hidrográficas, principalmente no que tange os recursos hídricos e a restauração florestal.

Palavras-chave: hidrologia tropical, geração de escoamento, águas subterrâneas, evapotranspiração, escoamento básico, coeficiente de escoamento.

ABSTRACT

CHITTOLINA, M. **Hydrological response of headwater basins in Serra da Mantiqueira evaluated with multi-instrumentation.** Doctorate Thesis (Environmental Science) – Institute of Energy and Environment of University of São Paulo, São Paulo, 2022.

Tropical headwater basins are key in water management for meeting the supply in densely populated regions. However, the sustainable management of water resources depends on the understanding of hydrological processes at the scale of watersheds, especially on a small scale, which can be achieved with field monitoring. Thus, the objective of this study was to understand the functional hydrological regime of a small basin ($\approx 12 \text{ km}^2$) covered predominantly by pasture, the Ribeirão das Posses basin, and its 4 other sub-basins, Q1, Q2, Q3 and Q4 (≈ 0.4 to 3.4 km^2) in the subtropical region of Serra da Mantiqueira, in Southeast Brazil. For this, was used the experimental research with a “multi-instrumental” approach for approximately four hydrological years. Were estimated: precipitation, streamflow, soil moisture, aquifer level, in addition to estimates of baseflow and direct runoff, evapotranspiration (ET) with micrometeorological methods (Eddy covariance (EC) and Bowen ratio (BR)), energy balance closure correction and basin water budgets. In the hydrological temporal analysis, baseflow accounted for most of the streamflow during the dry season, and about half in the wetter months, peaking in March, highly covariate with the groundwater response. The average runoff coefficient ranged from 23 to 37% between basins and the baseflow index from 62% to 75%. Soil moisture showed a longer annual memory in relation to streamflow, recovering from the drought about three months before and depleting about two months later. At the event scale, all basins presented stormflow response thresholds, below which stormflow was modest, with precipitation of $\approx 10 \text{ mm}$, soil moisture of $\approx 45\%$ to 57% and aquifer level of $\approx 135 \text{ cm}$. For energy balance estimates, an unsatisfactory closure was obtained for the EC and BR method, thus, three correction methods for EC were applied. The comparison of the mean annual ET among 3 correction methods with the basin water budget showed an agreement in the range from 2.6 to 2.9 mm day^{-1} , that was met together particularly by the approaches of Mauder and Twine, of 2.8 mm day^{-1} . These corrections respected upper limits of potential ET, overestimated the available energy by roughly less than 5%, and showed a seasonal variability of ET from the minimum of $\approx 1.3 \text{ mm day}^{-1}$ in July, and high fluxes in the wet season during about 5 months of $\approx 3.5 \text{ mm day}^{-1}$. The mean annual evaporative index across the basins was best estimated to vary from $\approx 59\%$ to 80% . The maximum sensible heat flux (H) in September indicated how the onset of rainfall and the quick response of soil moisture recovery prevented H to increase onwards on the rhythm of radiation. Soil moisture appeared to play a key role in not only ET but in controlling the energy partition. With these results was possible to observe patterns of precipitation and stormflow response and evapotranspiration that can help in the management of hydrographic basins, especially with regard to water resources and forest restoration.

Keywords: tropical hydrology, runoff generation, groundwater, evapotranspiration, baseflow, runoff coefficient.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** - Diferentes aspectos do monitoramento hidroclimático em uma bacia hidrográfica. 20
- Figura 2** - Vista Norte Sul da Bacia do Ribeirão das Posses..... 27
- Figura 3** - (a) Localização da Bacia do Ribeirão das Posses dentro da América do Sul, do estado de Minas Gerais e do município de Extrema; (b) Bacia do Ribeirão das Posses e as sub-bacias do estudo (Q1, Q2, Q3 e Q4 (sendo Q1 afluente de Q3)) com mapa de elevação..... 28
- Figura 4** - Temperatura média e precipitação mensais na sub-bacia do Ribeirão das Posses. 29
- Figura 5** - a) Mapa de Uso do Solo da Bacia do Ribeirão das Posses (denominação floresta é a soma de fragmentos de eucalipto, áreas de restauração florestal e fragmentos de Mata Atlântica) (Fonte: informação obtida *in loco* e através de comunicação pessoal); b) Mapa dos tipos de solo da Bacia do Ribeirão das Posses (Fonte: adaptado de SILVA *et al.*, (2019))...... 30
- Figura 6** - (a) Bacia do Ribeirão das Posses e as sub-bacias do estudo (Q1, Q2, Q3 e Q4) com mapa de elevação e localização da instrumentação: 5 vertedores, 1 torre de fluxo, 6 poços piezométricos (nível do aquífero), 14 estações meteorológicas e 11 sensores de umidade do solo; (c) zoom no transecto de poços instalados na área ripária, próximo a vertedores e a torre de fluxo. 31
- Figura 7** – (a) Localização das estações meteorológicas automáticas ao longo da bacia do Ribeirão das Posses; (b) e (c) estação meteorológica instalada na bacia..... 32
- Figura 8** - Localização dos vertedores ao longo da bacia do Ribeirão das Posses e suas respectivas estruturas, sendo Foz Posses com Calha *Parshall* e os outros postos com vertedores do tipo *V notch*. 33
- Figura 9** - Hidrograma ilustrativo com evento nos dias 07 e 08/jun/2020 no PO, com aproximadamente 24 h de duração. Precipitação (barras em cinza, em mm hora⁻¹), vazão (linha preta em m³s⁻¹), estimativas do escoamento básico com os oito métodos de separação (linhas cinzas, em m³s⁻¹) e mediana do escoamento básico (linha vermelha, em m³s⁻¹)..... 34
- Figura 10** – (a) Localização do transecto de poços piezométricos na bacia do Ribeirão das Posses; (b) zoom no transecto de poços; (c) ilustração do transecto de poços; (d) poço instalado no transecto de poços. 35
- Figura 11** – (a) Localização dos 11 sensores de umidade do solo instalados ao longo da bacia do Ribeirão das Posses; (b) Sensor de umidade do solo instalado na bacia do Ribeirão das Posses (Delta-T PR2/6)..... 36
- Figura 12** – (a) Localização da torre de fluxo instalada na bacia do Ribeirão das Posses; (b) torre de fluxo de 9 m de altura com perfil vertical de temperatura, umidade e velocidade do vento; (c) analisador de gás de caminho aberto de CO₂ e H₂O com um anemômetro sônico 3D e um *net radiometer* no topo da torre de fluxo (*IRGA*; modelo *LI-7500*, *Licor, Inc., Lincoln, EUA*). 38
- Figura 13** – (a) Média mensal de vazão específica (Q_e) e escoamento básico específico (Q_b) (linha azul e vermelha) e precipitação P (em mm mês⁻¹) (barras cinza) na bacia PO entre 2017 a 2021; (b) Total mensal de Q_e (em mm mês⁻¹) para todas as bacias entre setembro de 2018 a agosto de 2019; (c) Total mensal de Q_e e Q_b (em mm mês⁻¹) (linha azul e vermelha, respectivamente) e precipitação (linha cinza) para PO entre 2017 a 2021; (d) Total diário de Q_e (em mm dia⁻¹) para todas as bacias e precipitação (barra cinza no PO) entre setembro de 2018 a agosto de 2019..... 47
- Figura 14** – Total anual de (a) vazão específica Q_e (mm ano⁻¹); (b) precipitação P (mm ano⁻¹); (c) coeficiente de escoamento RC; (d) escoamento direto Q_s (mm ano⁻¹); (e) índice de escoamento básico BDI (%); (f) área da bacia (km²); (g) comprimento do canal

principal (km); (h) cobertura florestal (%). Valores da Tabela 2 no intervalo de setembro de 2018 a agosto de 2019 para todas as bacias na ordem PO, Q1, Q3, Q4 e Q2..... 52

- Figura 15** - (a) Vazão (Q_e) mensal e escoamento direto (Q_s) mensal (em mm mês^{-1}) para as bacias PO e Q2; (b) Vazão (Q_e) mensal *versus* precipitação (P) mensal (em mm mês^{-1}) para a bacia PO, a linha vertical tracejada mostra o limiar de precipitação de 90 mm mês^{-1} , círculos pretos correspondem a estação seca (mai-set) e círculos cinzas a estação chuvosa (out-abri), e os círculos em azul foram usados para a regressão (a linha azul é a linha de regressão): $P < 90 \text{ m}$, $Q = 26 + 0,1P$, $R^2 = 0,22$, valor $p < 0,01$; Escoamento direto (Q_s) mensal *versus* precipitação (P) mensal (em mm mês^{-1}) para (c) todas as bacias e (d) apenas para a bacia PO. Círculos pretos correspondem a estação seca (mai-set) e círculos cinzas a estação chuvosa (out-abri); linha vertical tracejada mostra o limiar de 90 mm mês^{-1} de precipitação. Regressão: em (d): (I) linha vermelha: $P < 90 \text{ mm}$, $Q_s = 0,525 + 0,021P$, $R^2 = 0,43$; (II) linha laranja: $P > 90 \text{ mm}$, $Q_s = 0,893 + 0,033P$, $R^2 = 0,6$; (III) linha azul: $P > 90 \text{ mm}$, $Q_s = -0,665 + 0,114P$, $R^2 = 0,55$; Todos os valores de $p < 0,001$. Observe a diferença de escala no eixo y entre as figuras. 55
- Figura 16** - Sequência de eventos de chuva-vazão nas bacias (linha azul escuro PO, linha verde Q1, linha roxo Q2, linha azul claro Q3 e linha vermelha Q4) em abril de 2019, com precipitação (barras cinzas) (em mm hora^{-1}) e vazão específica (em mm hora^{-1})..... 56
- Figura 17** - Dispersão entre escoamento direto total do evento Q_s (mm) e precipitação total do evento P (mm) (a) na escala linear para a bacia PO; e (b,c) na escala log para PO e Q2; estação chuvosa (círculos cinzas) e estação seca (círculos pretos). 57
- Figura 18** - a) dispersão entre escoamento direto total do evento (Q_s mm) e vazão específica total do evento (Q_e mm); b) dispersão entre coeficiente de escoamento direto do evento ($=Q_s/P \cdot 100\%$) e vazão específica (Q_e mm); ambos para bacia Q2, com coloração em função da precipitação do evento. 58
- Figura 19** - Relação entre precipitação (mm mês^{-1}), vazão específica (mm mês^{-1}) para o PO para Q2, escoamento básico específico (mm mês^{-1}) para o PO, nível do aquífero (cm) e Índice de umidade do solo raso e intermediário para o PO no período de julho de 2017 a abril de 2020. 59
- Figura 20** - Relação entre escoamento direto (mm evento^{-1}) e (a) índice de umidade de solo raso, e (b) índice de umidade de solo intermediário para o PO; c) Relação entre escoamento direto em função do nível do aquífero (cm); ambos com coloração em função da precipitação total do evento para PO. 61
- Figura 21** - Boxplot do coeficiente do escoamento direto por evento SC_e (%) em todas as bacias, sendo (a) estação chuvosa, e (b) estação seca. Números dentro dos boxplot são a mediana de SC_e , para (a) 1,2, 3,3, 3,4, 4,4, e 4,4; e para (b) 1, 2, 2,5, 2,5, 3,4. Note a diferença de escala no eixo y entre as figuras. 62
- Figura 22** - Dispersão de coeficiente de escoamento direto do evento (SC_e) (%) com precipitação total do evento (mm) (em escala log), com coloração em função da umidade do solo raso para PO (a) e Q2 (c), e, em função do nível do aquífero para PO (b) e Q2 (d)... 63
- Figura 23** - Dispersão do coeficiente de escoamento direto do evento (SC_e) (%) com índice de umidade do solo raso (SWI) para (a) PO e (c) Q2 (para ambos SWI em log); e com o nível do aquífero para (b) PO (d) Q2 (ambos SC_e em escala log). Todas as figuras com coloração em função da precipitação total por evento. 64
- Figura 24** - Coeficiente de escoamento direto médio (SC %) calculado com a curva de dupla-massa (Q_s - P), sob duas condições de umidade do solo: seco (barra preta), e úmido (barra cinza), de acordo com os valores indicados pelos limiares de umidade do solo de cada bacia (PO, Q1, Q2, Q3, e Q4, respectivamente). 65

- Figura 25** - Medidas de campo em escala diária de: (a) temperatura máxima e mínima ($^{\circ}\text{C}$), (b) precipitação (mm dia^{-1}), (c) umidade relativa média (%), (d) velocidade do vento (m s^{-1}), (e) irradiância solar incidente (Wm^{-2}), (f) saldo de radiação (Wm^{-2}). A estação seca climatológica está em cinza (maio a setembro). 66
- Figura 26** - Soma das médias horárias de fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) versus energia disponível (saldo de radiação (Rn) – fluxo de calor no solo (G) – variação no armazenamento de calor (J)). Todos em Wm^{-2} para os métodos: (a,e) EC; (b,f) TWI; (c,g) MAU; (d,h) CHA. Na linha superior em escala horária, na linha inferior em escala diária. 67
- Figura 27** - Média de 15 dias de: (a) estimativas de evapotranspiração ET (em mm dia^{-1}), e (b) estimativas de fluxo de calor sensível H (W m^{-2}), para os métodos micrometeorológicos: EC, CHA, BR, TWI, MAU e PM. 70
- Figura 28** - Evolução temporal mensal de precipitação (mm mês^{-1}), vazão específica (mm mês^{-1}) (linha azul), e índice de umidade do solo raso (SWI raso) (linha vermelha) para a bacia do Posses (PO) de janeiro de 2015 a abril de 2021. 71
- Figura 29** - Boxplot de: (a) evapotranspiração mensal (em mm dia^{-1}) estimadas pelo WBM e média anual de evapotranspiração calculada como resíduo ($=P-Q$) (identificado como 'res'), para todas as bacias; (b) variação do armazenamento de água mensal (em mm mês^{-1}) estimados pelo WBM para todas as bacias. Números dentro dos boxplot são os valores médios..... 72
- Figura 30** - Boxplot de estimativas de evapotranspiração (mm dia^{-1}) para os métodos micrometeorológicos: EC, CHA, BR, MAU, TWI e PM, e para WBM nas bacias: Q1, Q2, Q3, Q4 e PO. Números dentro dos boxplot são os valores médios de evapotranspiração..... 73

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1** - Limites considerados para filtrar os componentes do balanço de energia. 39
- Tabela 2** - Características morfométricas, uso do solo, tipo de solo, parâmetros do balanço de água anual médio (precipitação P, vazão específica Qe, escoamento básico Qb, coeficiente de escoamento RC, índice de escoamento básico BFI) para as bacias PO, Q1*, Q2, Q3 e Q4..... 48
- Tabela 3** – Balanço de água anual médio com: precipitação (P), vazão específica (Q) e evapotranspiração (ET) para as bacias PO, Q1, Q2, Q3, Q4, durante janeiro de 2018 a dezembro de 2020 (exceto para Q1, somente 2018)..... 74

SUMÁRIO

CAPÍTULO I	13
1 INTRODUÇÃO	14
1.3 Objetivos	16
1.3.1 Geral	16
1.3.2 Específicos.....	16
1.4 Estrutura da tese	16
CAPÍTULO II.....	17
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	18
2.1 Disponibilidade hídrica	18
2.2 Monitoramento hidroclimático em bacias hidrográficas.....	19
2.2.1 Processos hidrológicos	19
2.2.1.1 Precipitação.....	20
2.2.1.2 Vazão	21
2.2.1.3 Nível do aquífero	22
2.2.1.4 Umidade do solo	22
2.2.1.5 Evapotranspiração.....	23
2.3 Estudos em escala de bacia	23
CAPÍTULO III	26
3 MATERIAL E MÉTODOS	27
3.1 Área de estudo.....	27
3.2 Instalação experimental.....	30
3.2.1 Variáveis meteorológicas	31
3.2.2 Vazão de água superficial.....	32
3.2.2.1 Escoamento básico	33
3.2.2.2 Seleção dos eventos de chuva-vazão	34
3.2.3 Profundidade do lençol freático.....	34
3.2.4 Índice de umidade do solo	35
3.2.5 Fluxos atmosféricos turbulentos e evapotranspiração	37
3.2.5.1 Método <i>Eddy-Covariance</i> (EC).....	38
3.2.5.1.1 Correções por Twine <i>et al.</i> (2000) (TWI).....	40
3.2.5.1.2 Correções por Mauder <i>et al.</i> (2013) (MAU).....	40
3.2.5.1.3 Correções por Charuchittipan <i>et al.</i> (2014) (CHA)	40
3.2.5.2 Balanço de energia pelo método de Razão de Bowen (BR).....	41

3.2.5.3 Método Penman-Monteith FAO-56 (PM)	41
3.2.5.4 Método do balanço de água (WBM)	42
3.3 Coeficientes, índices e métodos de ET.....	43
CAPÍTULO IV.....	45
4 RESULTADOS E DISCUSSÃO	46
4.1 PADRÕES DE CHUVA-VAZÃO E ESCOAMENTO DIRETO	46
4.1.1 Sazonalidade, fluxos anuais e controles	46
4.1.2 Vazões anuais e características das bacias	51
4.1.3 Resposta hidrológica em escala mensal.....	53
4.1.4 Resposta hidrológica em escala de evento	55
4.1.5 Dependência do escoamento direto na umidade do solo e profundidade do aquífero.....	58
4.1.6 Coeficiente de escoamento direto para escala de evento (SCe)	61
4.1.7 Coeficiente de escoamento direto médio (SC) usando dupla-massa.....	64
4.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS E DE BALANÇO DE ÁGUA	65
4.2.1 Variabilidade meteorológica.....	65
4.2.2 Fechamento do balanço de energia.....	66
4.2.3 Partição de energia e sazonalidade dos fluxos H e LE	68
4.2.4 Balanço de água.....	71
4.3 CONSIDERAÇÕES.....	75
CAPÍTULO V	76
5 CONCLUSÕES	77
5.1 Recomendações para trabalhos futuros	79
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	80
APÊNDICES.....	91
Apêndice A - Metodologia.....	91
Apêndice B - Padrões de chuva-vazão e escoamento direto.....	94
Apêndice C - Estimativa da evapotranspiração com métodos micrometeorológicos e de balanço de água	99

CAPÍTULO I

Introdução e objetivos

1 INTRODUÇÃO

A água é um recurso vital para a manutenção dos ecossistemas, podendo ser considerada um recurso estratégico para todos os setores da sociedade, porém, esse recurso está altamente ameaçado devido aos riscos decorrentes das mudanças climáticas e das mudanças do uso da terra. Isso já fez muitas populações urbanas ao redor do mundo enfrentarem escassez hídrica, sendo considerado um problema crescente (HE *et al.*, 2021).

No Brasil, esse problema tem sido cada vez mais evidente pelas várias secas meteorológicas e hidrológicas regionais que o país tem passado, e que impactaram drasticamente a disponibilidade de água, como no Pantanal em 2020 (MARENGO *et al.*, 2021), na Região Centro-Oeste em Brasília entre 2016-2017 (MARTINS do AMARAL CUNHA *et al.*, 2018), na região Nordeste entre 2012-2016 (AZEVEDO *et al.*, 2018) e na região Sudeste entre 2013-2014 (OTTO *et al.*, 2016). Em escala mundial, as projeções estimam que em aproximadamente 30 anos, quase metade da população urbana global enfrentará escassez hídrica, porém esse problema pode ser amenizado com investimentos em infra-estrutura (HE *et al.*, 2021).

Assim, um melhor entendimento dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas, que darão base para o estudo dos eventos hidrológicos extremos, para a avaliação da disponibilidade hídrica, das avaliações de risco e dos conflitos de usuários, é essencial para a gestão sustentável dessas áreas. A avaliação da disponibilidade hídrica em bacias também é de fundamental importância para entendimento do comportamento hidrológico da área e é um dos temas centrais nas discussões sobre segurança hídrica (MCNEILL *et al.*, 2017; KEYS *et al.*, 2019; DORIGO *et al.*, 2021).

A disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica pode ser estimada através da quantificação dos processos hidrológicos, pois são eles que controlam grande parte do ciclo hidrológico terrestre, influenciando na quantidade e qualidade da água, bem como na dinâmica de ambos. Assim, a melhor compreensão desses processos é fundamental para a gestão sustentável da água, principalmente em bacias de cabeceiras (BLÖSCHL *et al.*, 2019), pois são elas que controlam também as dinâmicas de geração de escoamento nas áreas de montanhas (BLUME *et al.*, 2008).

Outro fator importante resultante da melhor compreensão dos processos hidrológicos nas bacias é a identificação de regiões hidrológicamente homogêneas dentro da bacia, as chamadas unidades de resposta hidrológica. Que são áreas com estruturas homogêneas (com

propriedades semelhantes de clima, uso da terra, solo e/ou pedotransferência) que assim respondem de forma semelhante às diferentes variações climáticas (como precipitação, temperatura do ar, umidade relativa, entre outras) (FLUGEL, 1995). Essa identificação permite a geração de mapas de unidades de resposta hidrológica, que é um dos grandes desafios atuais na aplicação de modelos hidrológicos (CHANEY; METCALFE; WOOD, 2016).

Durante as últimas décadas, ao redor do mundo muitos estudos sistemáticos em escala de bacia para a compreensão dos processos hidrológicos têm sido conduzidos e têm contribuído substancialmente na melhoria das aplicações práticas no campo da hidrologia (por exemplo BLUME; VAN MEERVELD; WEILER, 2017; TETZLAFF *et al.*, 2019; MCDONNELL *et al.*, 2021). No entanto, em muitos países, como no Brasil, — onde esse conhecimento é de extrema importância para a avaliação da disponibilidade hídrica e das mudanças do uso da terra, além da gestão sustentável dos recursos hídricos —, carecem de estudos com extensos conjuntos de dados englobando os diferentes processos dentro de uma mesma bacia, tornando os previsões e análises bastante duvidosas, especialmente quando as características de topografia, geologia e precipitação diferem (BLUME, 2008; MELO *et al.*, 2020).

Essa escassez de dados frequentemente resultou na extrapolação de resultados para regiões de clima tropical (BONELL e BALEK, 1993). Porém, apesar de muitos princípios hidrológicos de climas temperados se aplicarem ao clima tropical, se quisermos fazer um progresso significativo para o clima tropical é necessária uma atenção especial na determinação dos processos e mecanismos dominantes nessas áreas (BONELL *et al.*, 2010). Principalmente em pequenas bacias hidrográficas, local de onde a maioria dos estudos e conceitos fundamentais acerca dos processos hidrológicos vieram (HEWLETT e HIBBERT, 1961; MOSLEY, 1979; BURT e MCDONNELL, 2015; entre outros).

Apesar do monitoramento em campo estar em declínio (BURT e MCDONNELL, 2015), ele é um fator determinante para os avanços na área de hidrologia e, principalmente, para a gestão sustentável das bacias hidrográficas (BLUME; VAN MEERVELD; WEILER, 2017). É um trabalho desafiador, pois os processos dependem de muitos fatores que podem diferir de uma bacia para outra, mesmo em vizinhança direta, e a maioria dos processos ocorrem no subsolo, área imensamente heterogênea. Assim, os dados obtidos em campo nunca serão suficientes para caracterizar completamente uma área, tornando as simplificações e generalizações necessárias, sendo mais desafiador ainda em áreas onde é necessário começar as investigações do zero (BLUME, 2008), como é o caso da bacia desse estudo.

1.4 Objetivos

1.4.1 Geral

Investigar as respostas hidrológicas da bacia hidrográfica do Ribeirão das Posses (em Extrema, Minas Gerais, com $\approx 12 \text{ km}^2$) e outras quatro de suas sub-bacias (com ≈ 0.4 a 3.4 km^2), na região de cabeceira na Serra da Mantiqueira, por meio de investigação observacional multi-instrumental em campo.

1.4.2 Específicos

- (i) medir com uma ampla rede hidrometeorológica, as entradas, armazenamentos e saídas de água (vazão, precipitação, evapotranspiração, umidade do solo e nível do aquífero) na bacia do Ribeirão das Posses e em quatro de suas sub-bacias;
- (ii) entender as respostas hidrológicas das áreas de contribuição hidrológica, com ênfase:
 - na variabilidade espaço-temporal de umidade do solo, de água subterrânea, de evapotranspiração;
 - nos mecanismos de geração de escoamento hidrológico;
 - no balanço de água.

1.5 Estrutura da tese

O Capítulo I traz uma visão geral sobre o tema desta tese e o contextualiza, apresentando também os objetivos (geral e específicos); o Capítulo II contempla a revisão bibliográfica da temática da tese, descreve alguns dos principais processos hidrológicos e alguns dos principais estudos neste tema no mundo; o Capítulo III reúne, além da instrumentação em campo e das características morfométricas de cada bacia, a discussão dos processos hidrológicos em relação aos padrões de chuva-vazão e escoamento direto; o Capítulo IV engloba a discussão das estimativas de evapotranspiração com métodos micrometeorológicos (*Eddy covariance* e Razão de Bowen), correções de fechamento de balanço de energia e modelagem baseada no balanço hídrico. O Capítulo V traz a conclusão e as recomendações de trabalhos futuros.

CAPÍTULO II

Revisão bibliográfica

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Disponibilidade hídrica

O Brasil gera cerca de 20% da água global superficial que flui para os oceanos, e cerca de 58% das necessidades de água doce do país são supridas por essas águas superficiais (GETIRANA; LIBONATI; CATALDI, 2021). A maior concentração dessa água, cerca de 60%, está no bioma Amazônico, área de baixa ocupação populacional e demanda, já a Região Sudeste, com o bioma Mata Atlântica, que é o mais populoso e mais degradado do país, possui apenas cerca de 12% da água doce brasileira (MAPBIOMAS, 2021).

Devido aos riscos decorrentes das mudanças climáticas (MAGRIN *et al.*, 2014; GESUALDO *et al.*, 2019; GETIRANA; LIBONATI; CATALDI, 2021) e das mudanças antrópicas, como desmatamento, urbanização, arborização e rotação de culturas (CHAGAS e CHAFFE, 2018), a demanda de água está cada vez maior e mais crítica para o crescimento populacional (HE *et al.*, 2021). Isso já fez muitas populações urbanas ao redor do mundo enfrentarem escassez hídrica, sendo considerado um problema crescente, principalmente no Brasil.

O país tem sido recentemente um alvo vulnerável de várias secas hidrológicas e meteorológicas regionais que impactaram drasticamente a disponibilidade de água, como no Pantanal em 2020 (MARENGO *et al.*, 2021), na Região Centro-Oeste, Brasília entre 2016-2017 (MARTINS Do AMARAL CUNHA *et al.*, 2018), na região Nordeste entre 2012-2016 (AZEVEDO *et al.*, 2018) e na região Sudeste entre 2013-2014 (OTTO *et al.*, 2016).

Todo o sistema global de água está sendo fortemente alterado e afetado pela alta demanda hídrica, sob todos os setores da sociedade. Assim, é fundamental que a gestão dos recursos hídricos esteja associada ao conhecimento dos processos hidrológicos em bacias hidrográficas, que darão base para o estudo dos eventos hidrológicos extremos, para a avaliação da disponibilidade hídrica, das avaliações de risco e dos conflitos de usuários. A avaliação da disponibilidade hídrica em bacias é de fundamental importância para entendimento do comportamento hidrológico da área e é um dos temas centrais nas discussões sobre segurança hídrica (MCNEILL *et al.*, 2017; KEYS *et al.*, 2019; DORIGO *et al.*, 2021).

Ao redor do mundo muitas bacias foram e estão sendo estudadas intensivamente em relação aos seus processos hidrológicos, por exemplo, Blume, Zehe e Bronstert (2007), Tetzlaff *et al.*, (2019) e McDonnell *et al.*, (2021). No entanto, muitos países, como o Brasil, — onde esse conhecimento é de extrema importância para a avaliação da disponibilidade hídrica e das mudanças do uso da terra, além da gestão sustentável dos recursos hídricos — ,

carecem de estudos com extensos conjuntos de dados englobando os diferentes processos dentro de uma mesma bacia, tornando as previsões e análises bastante duvidosas, especialmente quando as características de topografia, geologia e precipitação diferem (BLUME, 2008; MELO *et al.*, 2020).

2.2 Monitoramento hidroclimático em bacias hidrográficas

As bacias hidrográficas podem ser definidas como conjuntos de superfícies vertentes de áreas de captação natural da precipitação, na qual um sistema de drenagem formado por cursos de água drena toda água para um único ponto de saída (SILVEIRA, 1993).

Para o conhecimento dos processos hidrológicos de uma bacia, o monitoramento hidroclimático é fundamental, pois fornece dados históricos que podem descrever características da bacia, dando suporte para estudos e conseqüentemente material de base para os tomadores de decisão (CARLSON e COHEN, 2018; WALKER *et al.*, 2019). O monitoramento hidroclimático em escala de bacia geralmente ocorre em bacias representativas, que são bacias bastante instrumentadas muito úteis para a metodologia hidrológica, ou seja, são designadas a servir como local de teste para processos hidrológicos com conjunto de dados representativos (LINSLEY, 1976).

As bacias hidrográficas já são utilizadas para investigação de processos hidrológicos há mais de 340 anos, iniciando com Perrault em 1674, que fez a primeira tentativa de estimar o balanço de água em uma bacia na França (DEMING, 2014), até estudos mais atuais, levantando questões importantes na área de hidrologia, tanto no mundo (BLÖSCHL *et al.*, 2019), como no Brasil (MELO *et al.*, 2020).

Apesar do monitoramento em campo estar em declínio (BURT e MCDONNELL, 2015), ele é um fator determinante para os avanços na área de hidrologia e principalmente para a gestão sustentável das bacias hidrográficas (BLUME; VAN MEERVELD; WEILER, 2017).

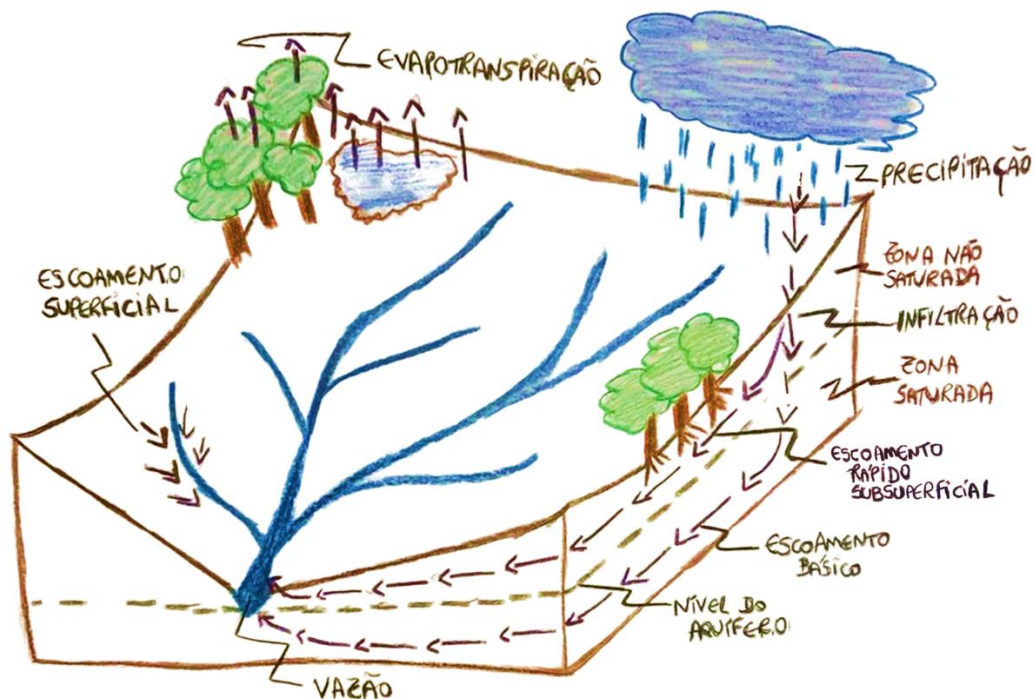
2.2.1 Processos hidrológicos

A disponibilidade hídrica de uma bacia hidrográfica pode ser estimada através da quantificação dos processos hidrológicos, pois são eles que controlam grande parte do ciclo hidrológico terrestre, influenciando na quantidade e qualidade da água, bem como na dinâmica de ambos. Assim, a melhor compreensão desses processos é fundamental para a gestão sustentável da água, principalmente em bacias de cabeceiras (BLÖSCHL *et al.*, 2019),

pois são eles também que controlam as dinâmicas de geração de escoamento nas áreas de montanhas (BLUME *et al.*, 2008)

Os processos hidrológicos são controlados pelos componentes do ciclo hidrológico, que é o conceito mais influente em hidrologia, pois conecta o movimento da água na superfície da Terra com a água na atmosfera e as águas subterrâneas (BLOSCHL, 2006), apesar de que os componentes possam ser medidos separadamente, eles são muito ligados (Figura 1). No ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, a água das chuvas pode percorrer vários caminhos, passando pela interceptação pelas plantas e evaporando de volta para a atmosfera, saindo da bacia por um córrego ou rio através do escoamento superficial ou subsuperficial, se infiltrando no solo e sendo evaporada e/ou extraída pelas plantas através da transpiração, e recarregando os aquíferos (CALHEIROS *et al.*, 2004).

Figura 1 - Diferentes aspectos do monitoramento hidroclimático em uma bacia hidrográfica.



2.2.1.1 Precipitação

Precipitação é definida como vapor de água atmosférico condensado que cai na superfície da Terra em formas líquidas, sólidas ou combinadas, como precipitação, neve, garoa e granizo. É a única entrada natural de água do ciclo hidrológico e o principal fluxo de condução para os outros processos hidrológicos (CHEN e FRAUENFELD, 2014). Há diversos meios de se medir a precipitação, as medições terrestres podem ser feitas usando

pluviômetros manuais ou automáticos e radares meteorológicos, e pode ser estimada remotamente através de satélites de sensoriamento remoto (PRIGENT, 2010)

2.2.1.2 Vazão

Vazão é a quantidade de água descarregada nos rios, englobando a água sobre a superfície do solo e através dos poros do solo, que pode ocorrer em diferentes escalas, desde pequenas poças de excesso de água que escorrem a jusante a topografia, até redes de drenagem que drenam grandes bacias, gerado pela água da precipitação devido a gravidade e suprido também pela água subterrânea (BEVEN, 2004; RUMYNIN, 2015). A vazão hidrológica resulta de processos distintos na geração do fluxo, a saber:

(i) fluxos rápidos (também chamado de direto ou superficial) cujos mecanismos ocorrem superficialmente ou subsuperficialmente (ou ambos), como:

a) excesso da capacidade de infiltração ou Hortoniano, que ocorre quando o solo não está saturado, e ocorre quando a intensidade da chuva é maior que a capacidade de infiltração, que depende não somente da umidade inicial, mas de propriedades físicas do solo e/ou da cobertura de vegetação;

b) excesso da saturação ou Dunniano, que corre quando o solo fica saturado, não havendo mais infiltração;

(ii) fluxos lentos, na forma de escoamento básico, que é a contribuição das águas subterrâneas para a vazão, o mecanismo que pereniza os rios em longos períodos de estiagem.

A correta quantificação da vazão é de grande importância para o entendimento dos processos hidrológicos da bacia hidrográfica. Pode ser medida com métodos que utilizam a constrição na seção transversal de escoamento, como vertedores, com métodos volumétricos, hidrômetros e fluxímetros, com escala fluviométrica para realização da curva-chave, com linígrafos, com métodos que utilizam relação velocidade área, como molinetes simples e molinetes digitais (Acoustic Doppler Current Profiler - ADCP), com colorimetria, solução salina e traçadores.

Já o escoamento básico, apesar de ser crucial para manter o fluxo do rio durante os períodos de estiagem, é difícil de ser medido em campo, assim, são utilizados filtros recursivos, modelos conceituais ou uma combinação dos dois para as estimativas (HALL, 1968; NATHAN e MCMAHON, 1990).

2.2.1.3 Nível do aquífero

Água subterrânea é a água que ocupa a zona saturada, contida nos solos e em formações geológicas permeáveis chamadas de aquíferos (ALLEY; LA BAUGH; REILLY, 2006; OKI, 2006). Já o lençol freático é o limite superior das águas subterrâneas, ou seja, está localizado no limite entre a zona saturada onde está localizada a água subterrânea e a zona não saturada (TARBOTON, 2003). Medir o nível do aquífero (profundidade do lençol freático) não é simples, o método mais confiável de sabê-lo é através da medição do nível da água em poço piezométrico, essa medição pode ser feita com fita métrica ou com sensor de nível automático. Porém, se não tiver poço disponível, pode ser feito com sondas elétricas ou acústicas e resistividade elétrica.

2.2.1.4 Umidade do solo

A umidade do solo é uma variável física do solo, definida como a água que está acima do lençol freático, na zona vadosa do solo (zona insaturada) (OKI, 2006). Apesar da dificuldade na representatividade espacial das medições *in situ* e em dimensionar as observações em pequenas escalas para grandes escalas, o papel da umidade do solo em estudos hidrológicos é bastante reconhecido, pois divide a precipitação em escoamento e infiltração e controla os fluxos hidrológicos (COUNCIL, 2007; SENEVIRATNE *et al.*, 2010). É uma variável chave no controle das trocas de água e energia térmica entre a atmosfera e a superfície terrestre, participando do desenvolvimento de padrões climáticos e da formação de precipitações (ARNOLD; LAYMON; SAMUELSON, 1999; VEREECKEN *et al.*, 2008).

A umidade do solo é altamente variável vertical, espacial e temporalmente, e é controlada por diversos fatores, como a topografia e declividade do terreno (CRAVE e GASCULE-ODOUX, 1997), as propriedades do solo (HU e SI, 2014), uso do solo (LIANG *et al.*, 2014), clima (ROSENBAUM *et al.*, 2012), entre outros. Ela ainda influencia diretamente vários processos hidrológicos, como evapotranspiração, processos de chuva-vazão, até a partição da radiação líquida nos fluxos de calor sensível e latente (GRAYSON *et al.*, 1997; PANDEY e PANDEY, 2010). As variações em diferentes escalas também ocorrem, mas são afetadas por processos específicos. Em grande escala ela é controlada principalmente pelo clima, já em pequenas escalas, pelo uso da terra e topografia do terreno (MOORE; BURCH; MACKENZIE, 1988; YANG *et al.*, 2017).

Pode ser estimada de várias formas no campo e/ou laboratórios. O método de referência padrão para determiná-lo é através da técnica gravimétrica. Existem também outros

inúmeros métodos, alguns deles são os métodos *time-* ou *frequency-domain reflectometry* (TDR ou FDR), *time-* ou *frequency-domain transmissometry* (TDT ou FDT), tensiômetros, sondas de nêutrons e métodos de capacitância e impedância (OTTO, 1998; JONARD *et al.*, 2019).

2.2.1.5 Evapotranspiração

A evapotranspiração (ET) é toda água transferida da superfície terrestre para a atmosfera, composta pela evaporação da água dos corpos de água, da evaporação dos solos, da interceptação das plantas e pela transpiração das plantas. É considerada um processo hidrológico chave, pois conecta a dinâmica do ecossistema à hidrologia, desde a escala das plantas às escalas de paisagem, podendo ser expressa como parte do balanço de energia (calor latente) ou como um fluxo no balanço de água do solo (WANG e DICKINSON, 2012).

Estimativas precisas de ET são centrais para a gestão sustentável dos recursos hídricos e do clima na escala de bacia, pois a ET representa a maior perda do sistema, muito em detrimento da vazão e recarga do aquífero, pois mais da metade da chuva retorna à atmosfera como ET (BAKER *et al.*, 2021). Assim, a sazonalidade e a magnitude da ET são importantes reguladores dos recursos hídricos disponíveis para o ecossistema e para o consumo e uso humano (HA *et al.*, 2015).

Estimar a evapotranspiração precisamente é um desafio, porque é uma variável altamente sensível à heterogeneidade das paisagens e à escala (RODELL *et al.*, 2015). Os principais métodos para estimar a evapotranspiração são os lisímetros, os cintilômetros, através das equações e através de métodos micrometeorológicos, como *Bowen ratio* e *Eddy covariance*.

2.3 Estudos em escala de bacia

As águas subterrâneas e superficiais são muito ligadas no sistema hidrológico, e para entender as inter-relações é necessário compreender o “ambiente hidrogeológico” do sistema, ou seja, os controles da topografia, da geologia, do clima (TÓTH, 1970) e do sistema solo-vegetação. Os corpos de água superficiais e a água subsuperficial são mantidos efetivamente pelas águas subterrâneas (HIRATA *et al.*, 2019). As interações de córregos, lagos e zonas úmidas com as águas subterrâneas são regidas pelas posições desses corpos da água em relação aos sistemas de fluxo de água subterrânea, além das características geológicas, das condições climáticas e da vegetação (WINTER, 1999).

Durantes as últimas décadas, muitos estudos sistemáticos em escala de bacia hidrográfica para a compreensão dos processos hidrológicos têm sido conduzidos no mundo inteiro e têm contribuído substancialmente na melhoria das aplicações práticas no campo da hidrologia (SIVAPALAN, 2018).

Por exemplo, em relação aos processos de escoamento, Horton (1933) descreveu quantitativamente pela primeira vez como o escoamento superficial (*surface runoff*), que ocorre quando a precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, resulta no conhecido “escoamento por excesso da capacidade de infiltração” (*Infiltration excess overland flow*) ou *Horton Overland flow / Hortoniano*.

Betson (1964) descreveu o conceito de “área parcial” (*partial área*), em que apenas certas áreas na bacia podem ter a capacidade de infiltração reduzida ou reduzida infiltração do solo e, portanto, podem produzir “escoamento por excesso de infiltração” (*infiltration excess overland flow*).

Hewlett e Hibbert (1967) descreveram o conceito de Área Variável de Afluência (*Variable Source Area*), em que as áreas que geram escoamento na bacia variam em tamanho e localização ao longo do tempo. Esse conceito foi considerado como o guarda-chuva sob o qual se insere a maior parte dos processos de encostas.

Hursh e Brater (1941) descreveram o conceito de “escoamento direto subsuperficial” (*subsurface stormflow*), que em áreas íngremes, o escoamento direto (*stormflow*) pode contribuir para a vazão no canal principal através da entrada em caminhos abaixo da superfície (caminhos subsuperficiais).

Dunne e Black (1970) descreveram o conceito de “escoamento por excesso de saturação” (*saturation excess overland flow*), que ocorre quando a precipitação cai em zonas saturadas de encostas nas quais não está mais havendo infiltração.

Todos esses conceitos foram bem delineados em figuras por Dunne (1983) e reproduzidos por Wagener *et al.*, (2007), McDonnell (2013) e Mirus e Loague (2013).

Apesar de todo o avanço na área da hidrologia de bacias hidrográficas durante as últimas décadas, a maioria dos estudos citados anteriormente correspondem a áreas de clima temperado. Ainda que tópicos de pesquisa similares possam aumentar o entendimento dos processos hidrológicos e acelerar o progresso científico (BLÖSCHL *et al.*, 2019), as questões relacionadas a escassez de estudos no clima tropical levantadas por Bonell e Balek (1993) ainda foram tema de discussão pelo mesmo autor anos depois (BONEL, 2005) e por Melo *et al.*, (2020).

Essa escassez de dados frequentemente resultou na extrapolação de resultados para regiões de clima tropical (BONELL e BALEK, 1993). Porém, apesar de muitos princípios hidrológicos de climas temperados se aplicarem a climas tropicais, para se fazer um progresso significativo para o clima tropical é necessária uma atenção especial na determinação dos processos e mecanismos dominantes nessas áreas (BONELL *et al.*, 2010). Isso se dá principalmente em pequenas bacias hidrográficas, local de onde a maioria dos estudos e conceitos fundamentais acerca dos processos hidrológicos vieram (HEWLETT e HIBBERT, 1961; MOSLEY, 1979; BURT e MCDONNELL, 2015; entre outros).

CAPÍTULO III

Material e métodos

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

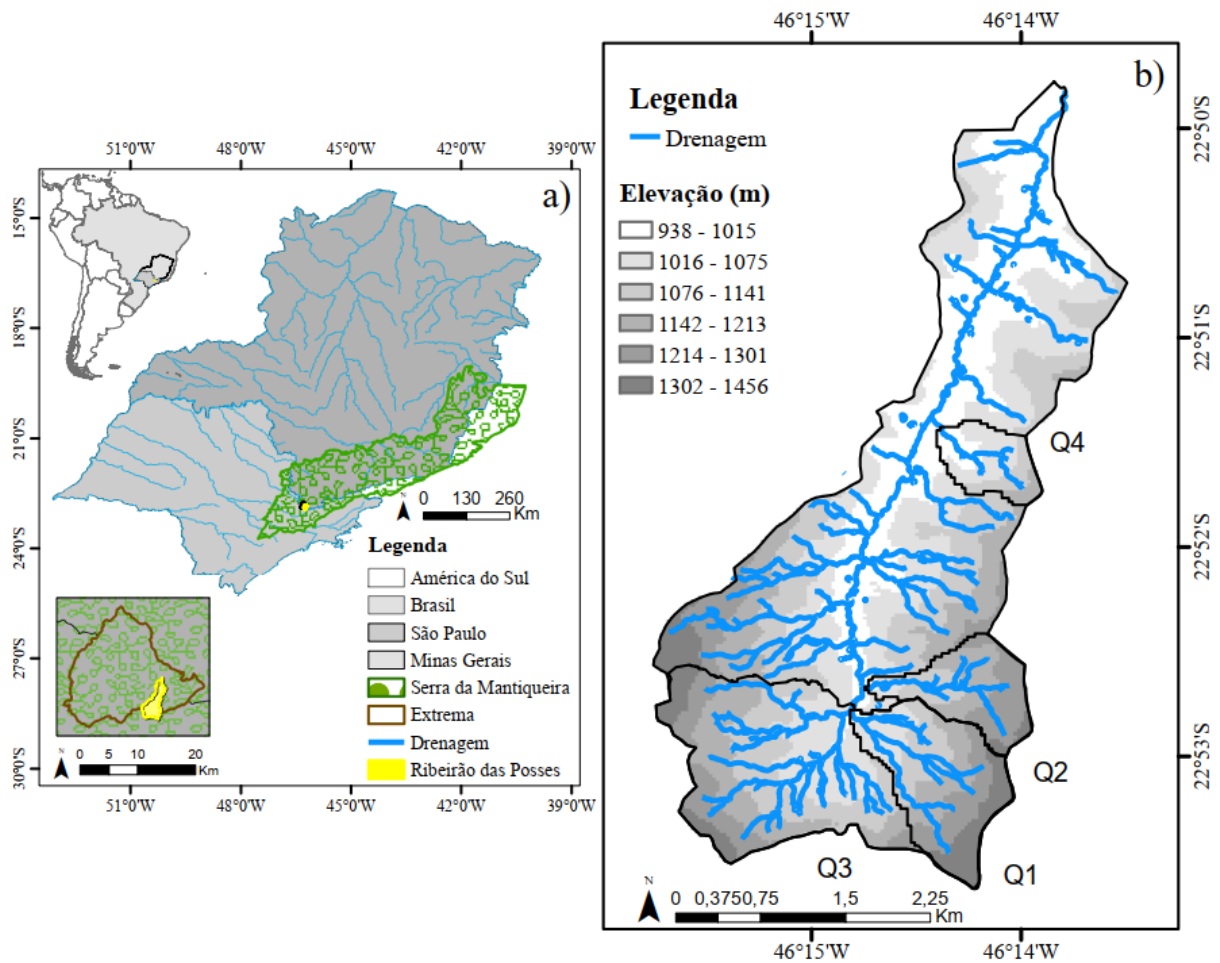
O estudo foi realizado na bacia do Ribeirão das Posses (com uma área de 1200 ha / 12 km², aqui denominada PO), na região montanhosa da Serra da Mantiqueira, no bioma Mata Atlântica do Sudeste do Brasil (Figura 2 e 3).

Figura 2 - Vista Norte Sul da Bacia do Ribeirão das Posses.



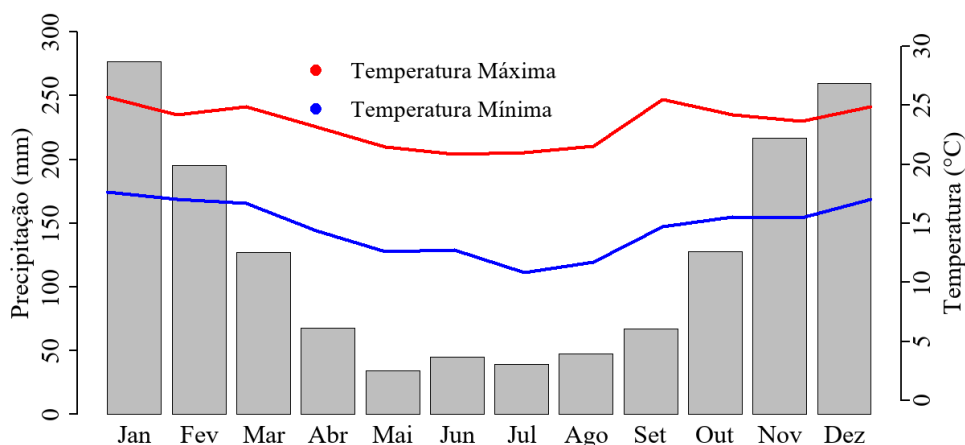
A altitude da bacia varia de 938 a 1456 metros acima do nível do mar (masl) e seu canal principal está orientado norte-sul (Figura 3b). Além da foz do PO, foram investigadas quatro de suas sub-bacias: Q1, Q2, Q3 e Q4 (sendo Q1 afluente de Q3) com 41–343 ha e declividade média de 17–48% (Figura 3b e Tabela 2).

Figura 3 - (a) Localização da Bacia do Ribeirão das Posses dentro da América do Sul, do estado de Minas Gerais e do município de Extrema; (b) Bacia do Ribeirão das Posses e as sub-bacias do estudo (Q1, Q2, Q3 e Q4 (sendo Q1 afluente de Q3)).



A região possui clima subtropical (Cwb - Köppen) (ALVARES *et al.*, 2014) com precipitação média de aproximadamente 1500 mm ano^{-1} , temperatura média anual de $18,4^{\circ}\text{C}$, com as temperaturas máximas e mínimas diárias variando predominantemente entre $\approx 13^{\circ}\text{C}$ e 27°C durante a estação chuvosa e de $\approx 7^{\circ}\text{C}$ a 25°C durante a estação seca (Figura 4). A estação climatológica seca foi considerada entre maio e setembro e chuvosa entre outubro e abril (MARTIN *et al.*, 2018).

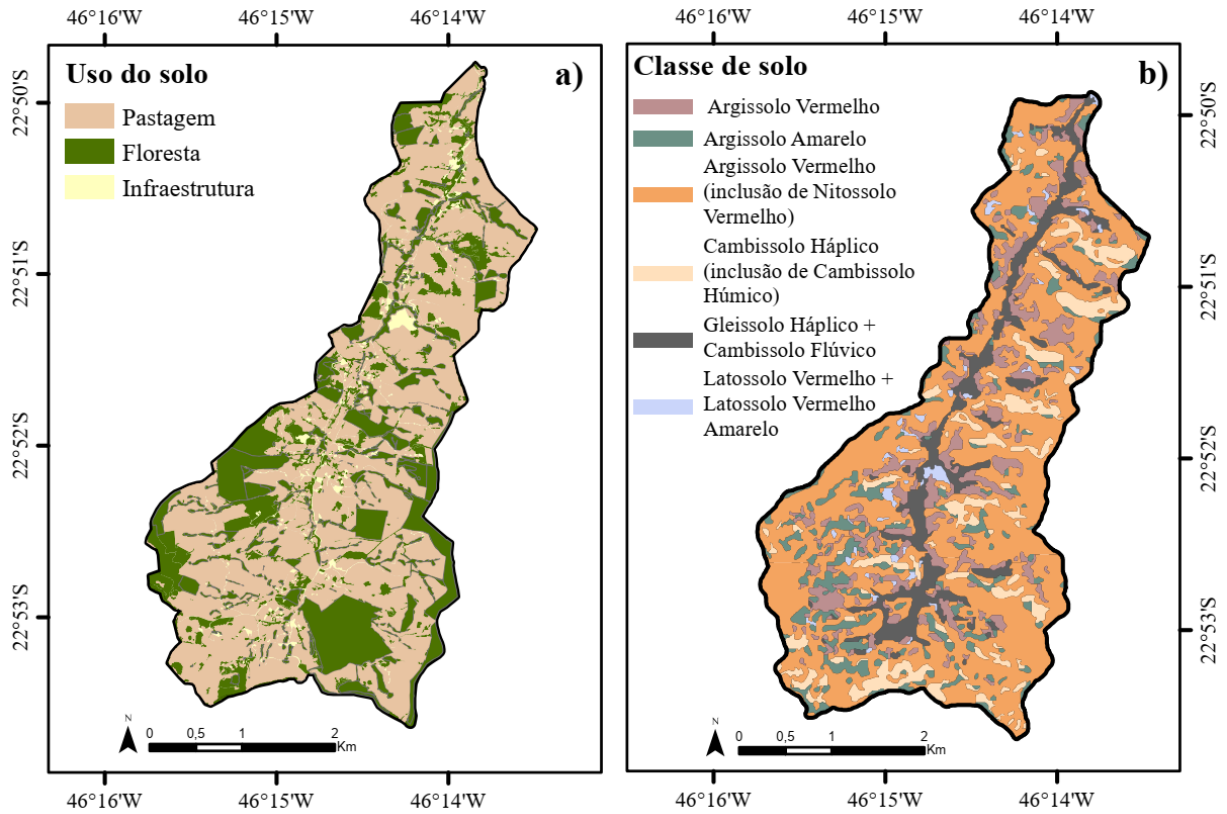
Figura 4 - Temperatura média e precipitação mensais na sub-bacia do Ribeirão das Posses.



A cobertura da superfície é composta principalmente por pastagem, com $\approx 60\%$, e o restante, $\approx 40\%$, é a soma de fragmentos de eucalipto, áreas de restauração florestal e fragmentos de Mata Atlântica. A área florestal das bacias varia de 24% a 47% (Figura 5a e Tabela 2). A bacia abriga locais pioneiros no Brasil voltados para projetos de pagamento por serviços ambientais (PSA) (RICHARDS *et al.*, 2015).

De acordo com a US Soil Taxonomy (STAFF, 2014) e o Sistema Brasileiro de Classificação de Solos (SANTOS *et al.*, 2018), os solos da área são Argissolo Vermelho (*Typic Rhodudult*), Argissolo Vermelho-Amarelo (*Typic Hapludult red-yellow*), Cambissolo Háplico (*Typic Dystrudept*), Gleisol Háplico + Flúvic Cambissolo (*Typic Endoaquente + Fluventic Dystrudept*), Argissolo Amarelo (*Typic Hapludult yellow*) e Latossolo Vermelho + Latossolo Vermelho-Amarelo (*Rhodic Hapludox + Typic Hapludox*) (SILVA *et al.*, 2019) (Figura 5b e Tabela 2). Sendo o Argissolo Vermelho e suas variações (Argissolo Vermelho Amarelo e Argissolo Amarelo) a classe de solo predominante, ocupando aproximadamente 78% da área.

Figura 5 - a) Mapa de Uso do Solo da Bacia do Ribeirão das Posses (denominação floresta é a soma de fragmentos de eucalipto, áreas de restauração florestal e fragmentos de Mata Atlântica) (Fonte: informação obtida *in loco* e através de comunicação pessoal); b) Mapa dos tipos de solo da Bacia do Ribeirão das Posses (Fonte: adaptado de SILVA *et al.*, (2019)).

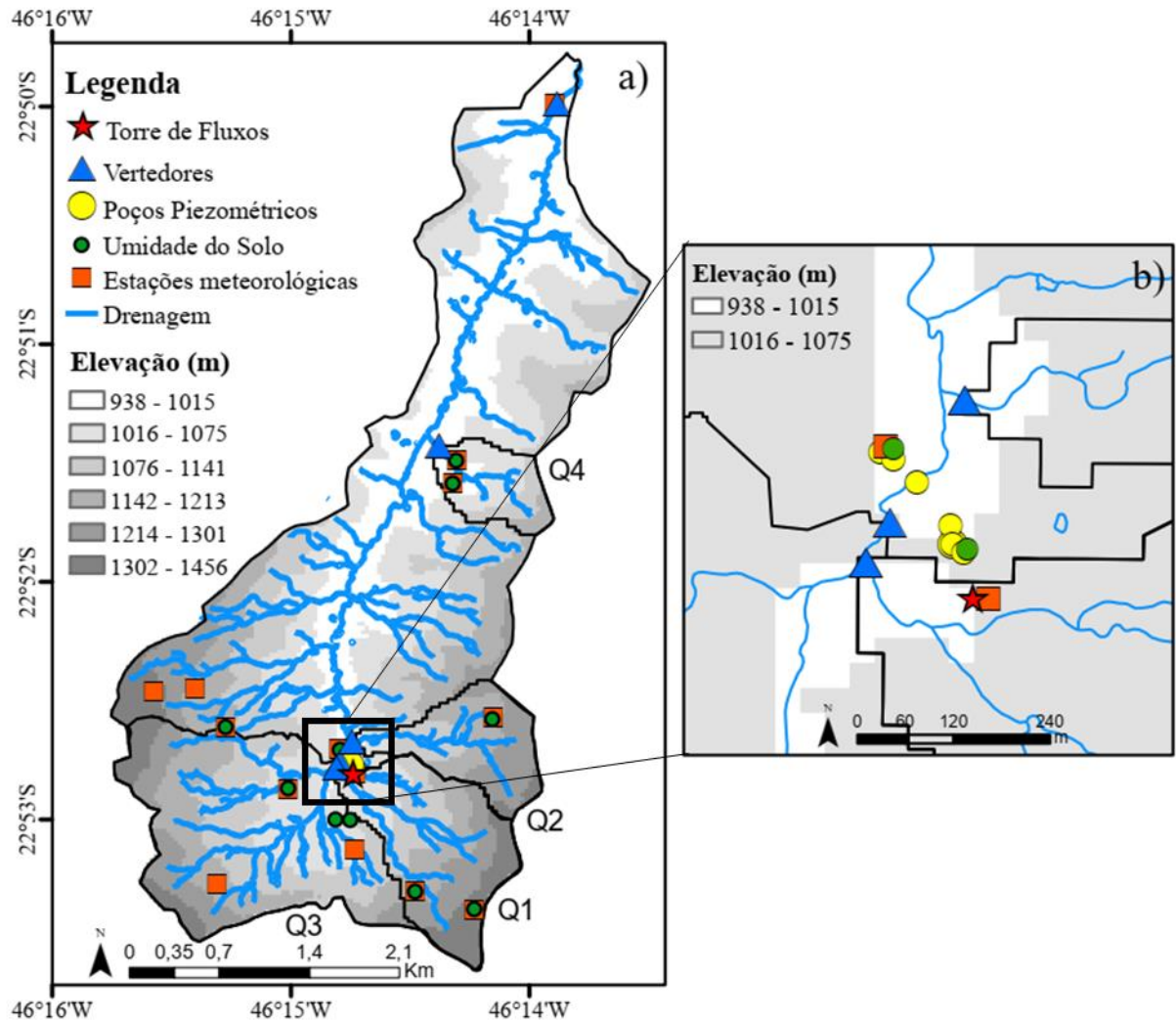


3.2 Instalação experimental

O estudo compreendeu medições em campo de aproximadamente quatro anos hidrológicos completos (2017/2018 a 2020/2021), sendo setembro a agosto considerado o ano hidrológico.

A instalação experimental contou com uma complexa rede de multi-instrumentação, sendo 5 vertedores, 1 torre de fluxo, 6 poços piezométricos (nível do aquífero), 14 estações meteorológicas e 11 sensores de umidade do solo (Figura 6).

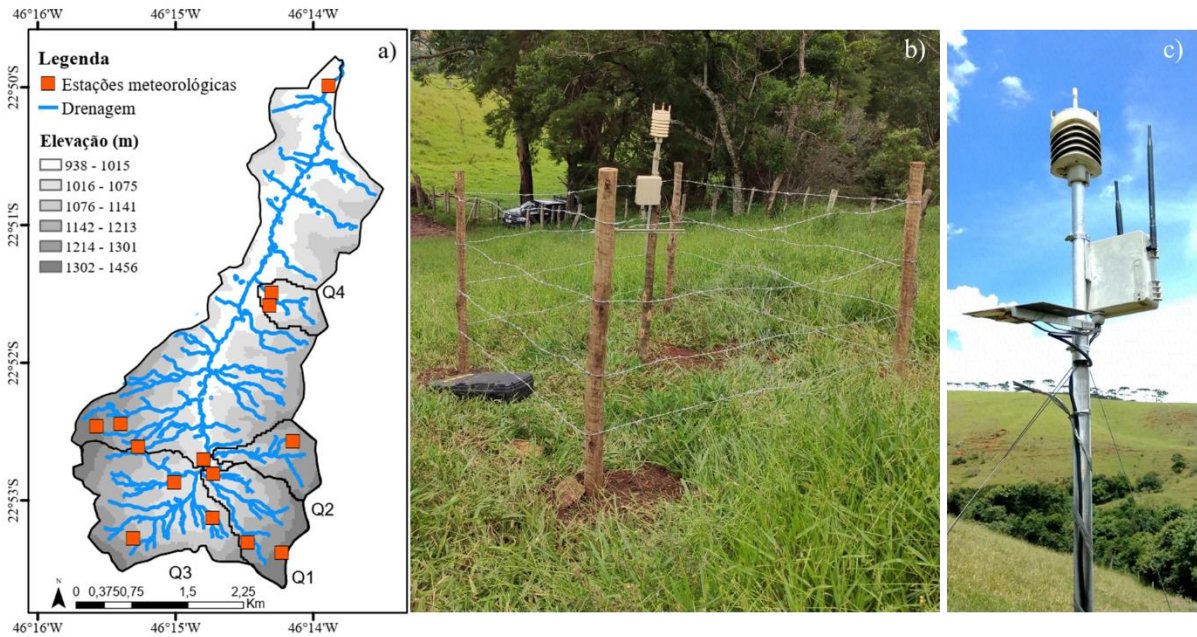
Figura 6 - (a) Bacia do Ribeirão das Posses e as sub-bacias do estudo (Q1, Q2, Q3 e Q4) com mapa de elevação e localização da instrumentação: 5 vertedores, 1 torre de fluxo, 6 poços piezométricos (nível do aquífero), 14 estações meteorológicas e 11 sensores de umidade do solo; (b) zoom no transecto de poços instalados na área ripária, entre a foz da sub-bacia Q2 e Q3.



3.2.1 Variáveis meteorológicas

As variáveis meteorológicas foram medidas em uma rede de 14 estações meteorológicas automáticas (WXT520 Weather Transmitter, Vaisala, Vantaa, Finlândia) distribuídas na bacia (Figura 7), com amostragem a cada 2 min e média horária, sendo elas: temperatura do ar (acc. $\pm 0,4^{\circ}\text{C}$), velocidade do vento horizontal (acc. $\pm 3\%$) e direção do vento (acc. $\pm 3\%$), umidade relativa (acc. $\pm 5\%$), pressão atmosférica (acc. ± 1 hPa) e precipitação (acc. $\pm 5\%$).

Figura 7 – (a) Localização das estações meteorológicas automáticas ao longo da bacia do Ribeirão das Posses; (b) e (c) estação meteorológica instalada na bacia.

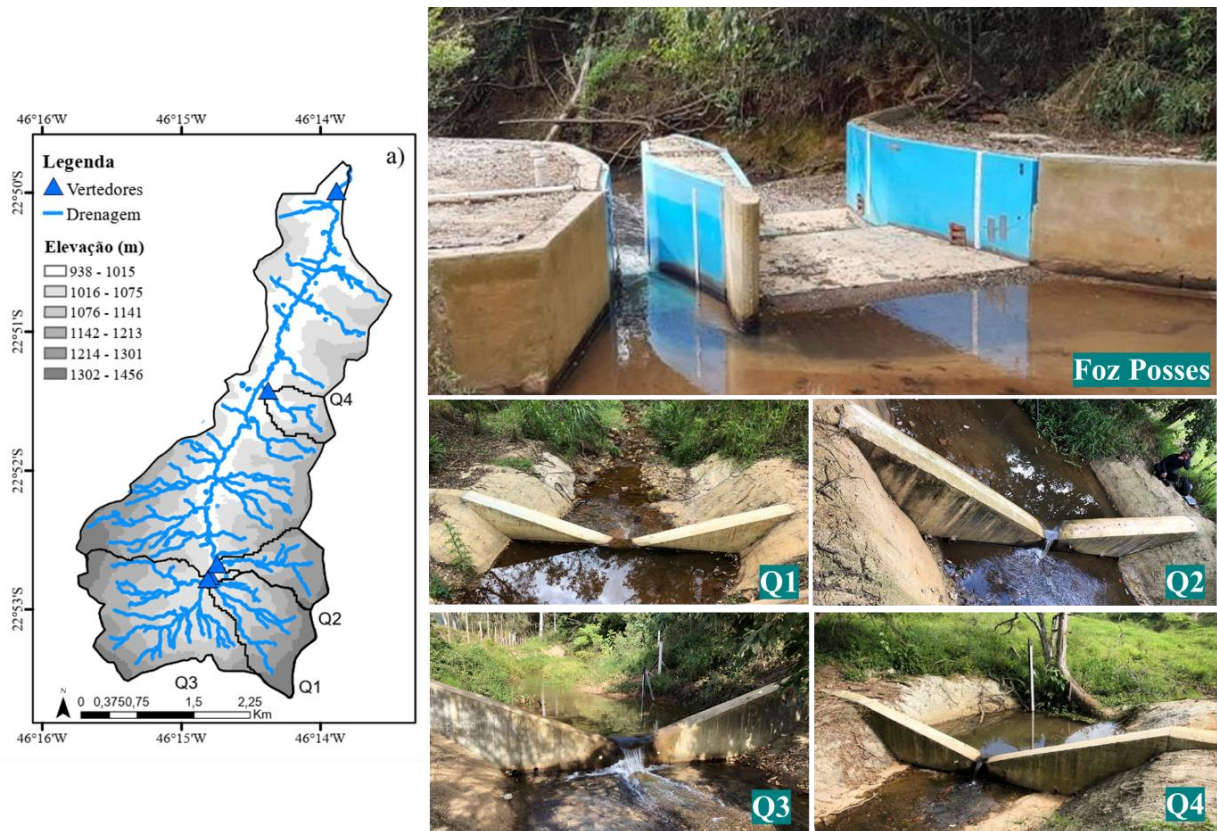


A precipitação espacial foi estimada em uma malha regular de 10 m x 10 m por interpolação dos dados das estações meteorológicas usando o método de ponderação do inverso da distância – IDW (PEBESMA, 2004; GRÄLER; PEBESMA; HEUVELINK, 2016). Assim, o método IDW gerou um campo de precipitação espacial para a bacia (Apêndice A1), a partir do qual foram selecionados os dados espaciais correspondentes para cada sub-bacia.

3.2.2 Vazão de água superficial

A vazão de água superficial foi estimada a partir de medições automáticas de nível de água a cada 5 min na foz de cada bacia. As bacias estavam equipadas com vertedores (Calha *Parshall* na bacia PO e *V notch* nos outros postos) e com sensores de nível automático (*Level Logger 3001 Solinst*) (Figura 8).

Figura 8 - Localização dos vertedores ao longo da bacia do Ribeirão das Posses e suas respectivas estruturas, sendo Foz Posses com Calha *Parshall* e os outros postos com vertedores do tipo *V notch*.



3.2.2.1 Escoamento básico

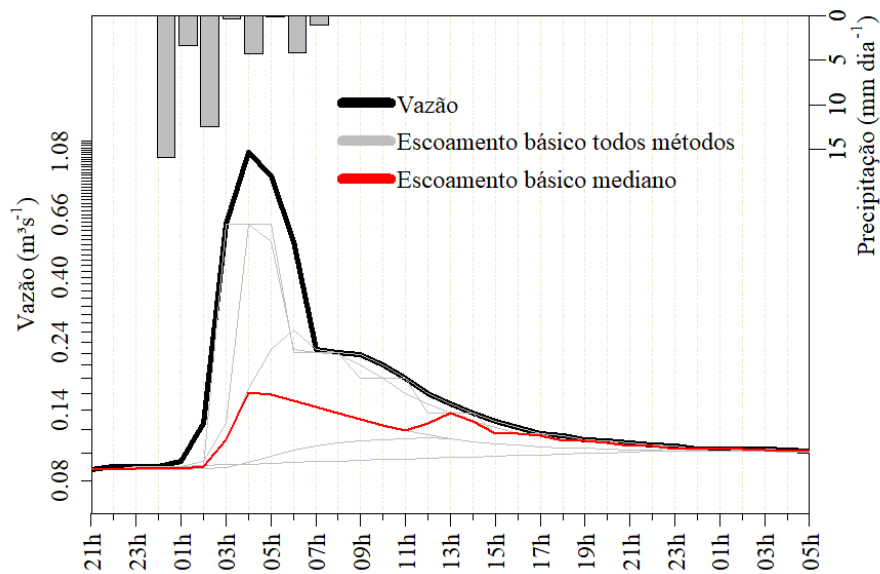
O escoamento básico foi obtido pela mediana horária de oito métodos de separação: métodos *fixed-interval*, *sliding-interval*, e *local minimum* HYSEP (SLOTO e CROUSE, 1996); métodos BFLOW_1, 2 e 3 (ARNOLD e ALLEN, 1999); o método UKIH (PIGGOTT; MOIN; SOUTHAM, 2005); e método *one-parameter single-pass digital filter* DFM (LIM *et al.*, 2005).

A mediana das estimativas de todos os métodos foi utilizada com o objetivo de contornar a grande variação entre eles na escala do evento (ECKHARDT, 2008) (Figura 9). Foi também calculado o Índice de escoamento básico médio anual (BFI = escoamento básico específico (em mm ano^{-1}) / vazão específica (em mm ano^{-1})), que vai de 0 a 1, sendo quanto mais próximo de 1, maior a contribuição da água subterrânea para o fluxo de água superficial.

3.2.2.2 Seleção dos eventos de chuva-vazão

Para investigar a variabilidade das respostas hidrológicas em escala de eventos nas bacias, foram realizadas análises selecionando eventos de chuva-vazão com base na precipitação e pulso de vazão. Os eventos de precipitação sucessivos foram separados por um mínimo de 4 h sem precipitação entre eles. O início do evento foi considerado o início da precipitação e o término do evento quando a vazão igualou o escoamento básico ou a vazão no início do evento (Figura 9). No total, 231 eventos foram selecionados para PO, 157 para Q1, 244 para Q2, 261 para Q3 e 154 para Q4. Para ajudar na investigação, foi estimado o coeficiente de escoamento direto por evento ($SC_e = \text{escoamento direto do evento (mm)} / \text{precipitação do evento (mm)}$).

Figura 9 - Hidrograma ilustrativo com evento nos dias 07 e 08 de junho de 2020 no PO, com aproximadamente 24 h de duração. Precipitação (barras em cinza, em mm hora^{-1}), vazão (linha preta em m^3s^{-1}), estimativas do escoamento básico com os oito métodos de separação (linhas cinzas, em m^3s^{-1}) e mediana do escoamento básico (linha vermelha, em m^3s^{-1})

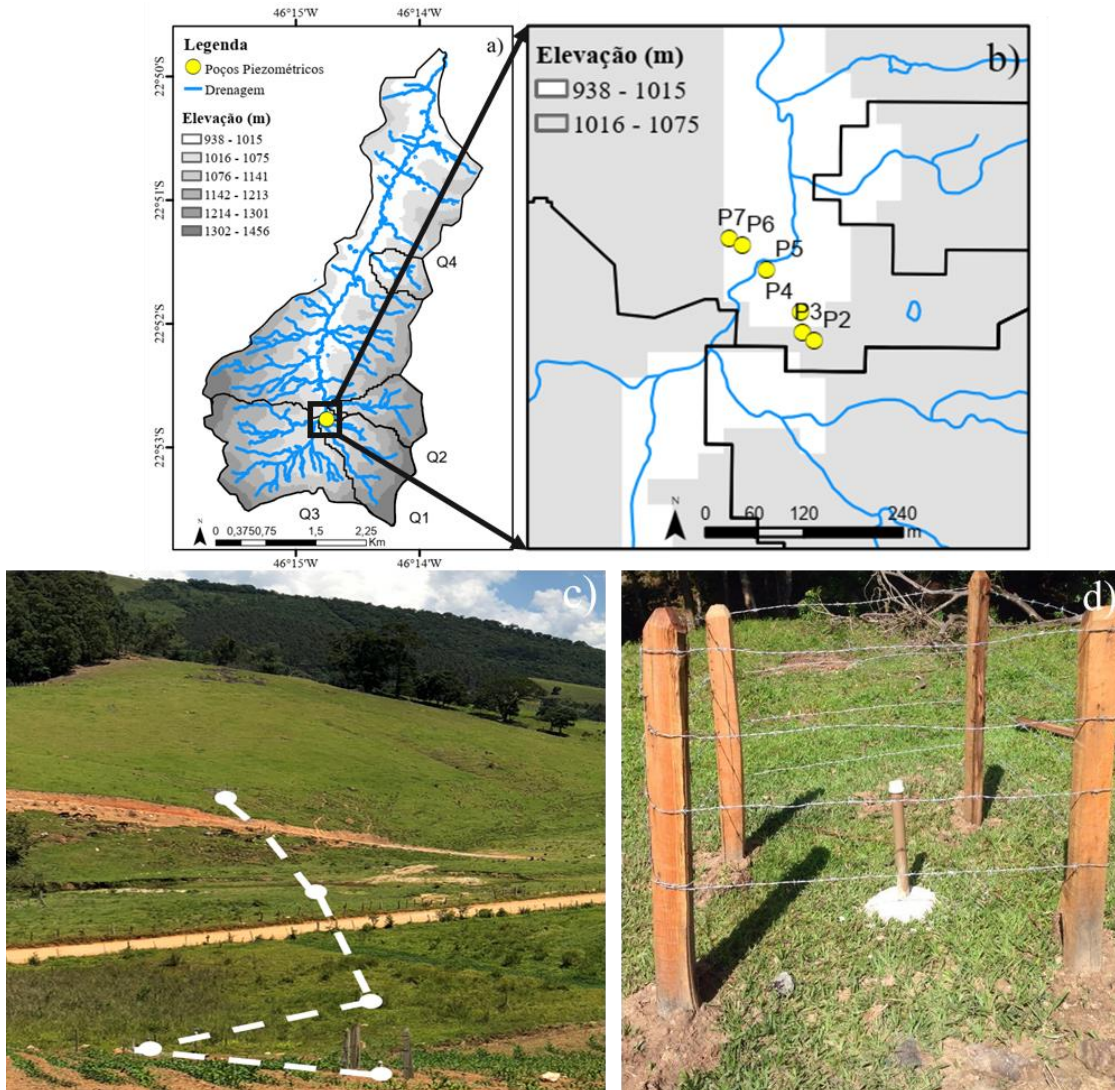


3.2.3 Profundidade do lençol freático

A profundidade do lençol freático (aqui entendida de forma simples como nível do aquífero NA) foi medida em uma área ripária entre a cabeceira e o curso médio da foz do PO (Figura 10a,b) usando seis sensores automáticos de nível de água em poços piezométricos (*Level Logger 3001*, Solinst), a cada 5 min e média horária (Apêndice A2). Após a análise de consistência dos dados verificou-se atraso de resposta de um poço em relação ao outro, apenas

devido à posição de cada um na encosta e em relação a proximidade do rio, o que era esperado (Apêndice A3), assim, optou-se por utilizar as medidas de somente um poço piezométrico (P3), sendo este o considerado representativo para a bacia inteira do Posses.

Figura 10 – (a) Localização do transecto de poços piezométricos na bacia do Ribeirão das Posses; (b) zoom no transecto de poços; (c) ilustração do transecto de poços; (d) poço instalado no transecto de poços.

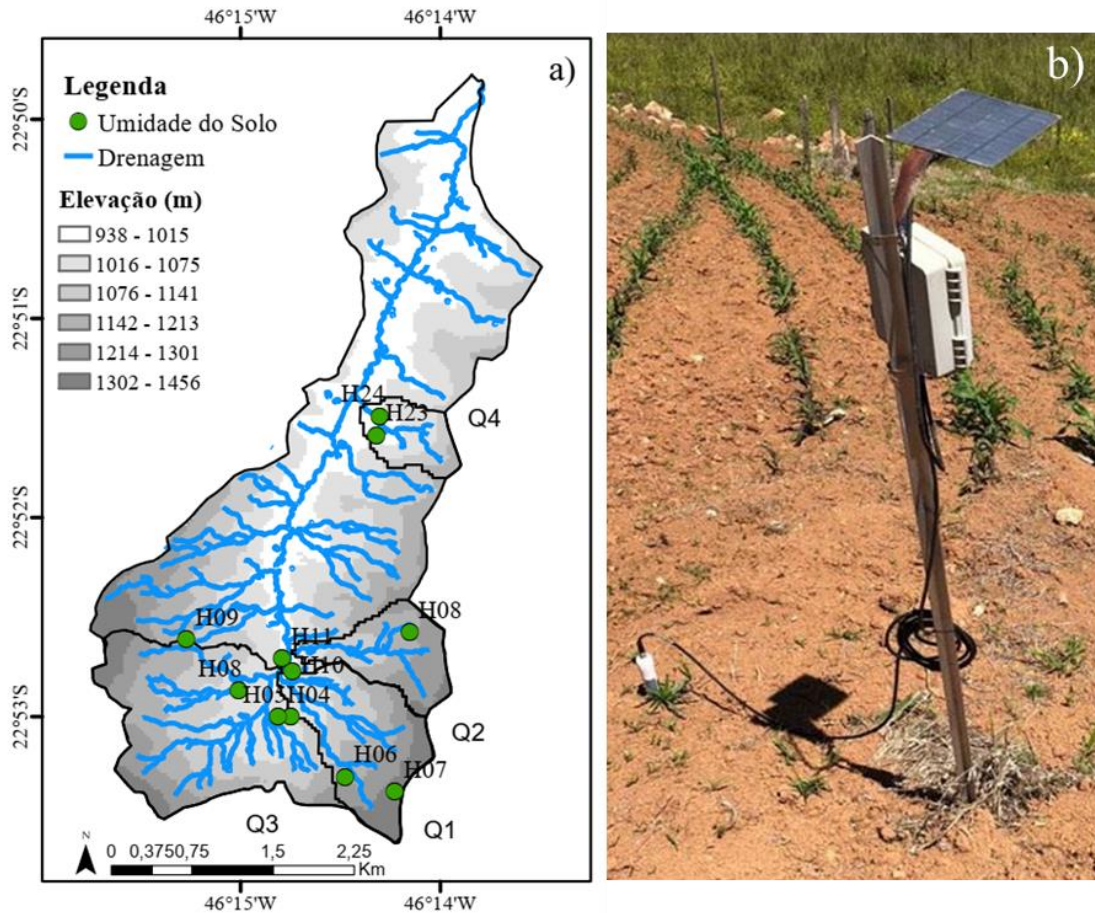


3.2.4 Índice de umidade do solo

A umidade do perfil do solo foi medida a cada 5 minutos em seis profundidades (10, 20, 30, 40, 60 e 100 cm) com 11 sondas de perfil (Delta-T PR2/6) espacialmente distribuídas na bacia (Figura 11). Foi realizada a calibração *in loco*, segundo SILVA *et al.*, (2021). A

profundidade total do solo nesta área varia de 2 a 20 m antes de atingir o regolito (KOWALSKI *et al.*, 2021). A camada do sistema radicular é mais densa na faixa rasa e se estende até aproximadamente 100 cm.

Figura 11 – (a) Localização dos 11 sensores de umidade do solo instalados ao longo da bacia do Ribeirão das Posses; (b) Sensor de umidade do solo instalado na bacia do Ribeirão das Posses (Delta-T PR2/6).



Uma vez que a umidade do solo é altamente variável vertical, espacial e temporalmente, e é controlada por diversos fatores, as estimativas de umidade do solo da bacia do Posses também apresentaram altas variações espaciais e verticais (Apêndice A4) e temporal (Apêndice A5). Para contornar essa situação, e se obter uma estimativa representativa da bacia, foi estimado um índice de umidade do solo através da média espacial (média aritmética simples) de todos os sensores da bacia, denominado índice de umidade do solo (aqui referenciado como *soil wetness index* ou SWI). Esse índice foi estimado para o solo raso e para o solo intermediário. Para o solo raso foram integradas medições nas profundidades de 10, 20 e 30 cm para todas as sondas e, de forma semelhante, para o solo

intermediário, usando medições em 40, 60 e 100 cm. Por fim, utilizou-se a média diária do *soil wetness index* (SWI), que varia de 0 a 1, como:

$$SWI = \frac{(\theta_i - \theta_{min})}{(\theta_{max} - \theta_{min})} \quad (1)$$

onde θ_i é a média espacial da umidade volumétrica do solo no dia i ; θ_{min} e θ_{max} são a umidade do solo mínimo e máximo dos valores obtidos, sendo para solo raso $\theta_{min} = 0,276$ (m^3m^{-3}) e $\theta_{max} = 0,525$ (m^3m^{-3}), e para solo intermediário $\theta_{min} = 0,293$ (m^3m^{-3}) e $\theta_{max} = 0,469$ (m^3m^{-3}).

3.2.5 Fluxos atmosféricos turbulentos e evapotranspiração

Os fluxos atmosféricos turbulentos foram estimados em escala de 30 minutos através de uma torre de fluxos de 9 metros de altura instalada na bacia (Figura 12). As medições realizadas na torre forneceram dados de: concentrações de CO_2 e H_2O (através de um analisador de gás infravermelho de CO_2 e H_2O de caminho aberto - LI-COR LI-7500); temperatura sônica e as três componentes escalares da velocidade do vento u_x , u_y , u_z (através de um anemômetro sônico 3D - CSAT3); radiação líquida (R_n) (através de um radiômetro - NR-LITE); irradiância global incidente (K_i) (através de um piranômetro - CMP22); fluxo de calor no solo (G) (com a média de 3 fluxímetros posicionados aproximadamente a 1 cm abaixo do nível do solo - HFP01 Heat flux plate); e temperatura do ar ($^{\circ}C$), umidade relativa (%) e pressão atmosférica (Hpa) (com 4 estações meteorológicas instaladas em 4 níveis diferentes - Vaisala WXT).

Através dos componentes da torre de fluxos foi possível utilizar o método de covariância dos vórtices turbulentos (EC, do inglês *Eddy Covariance*) e o método Razão de Bowen.

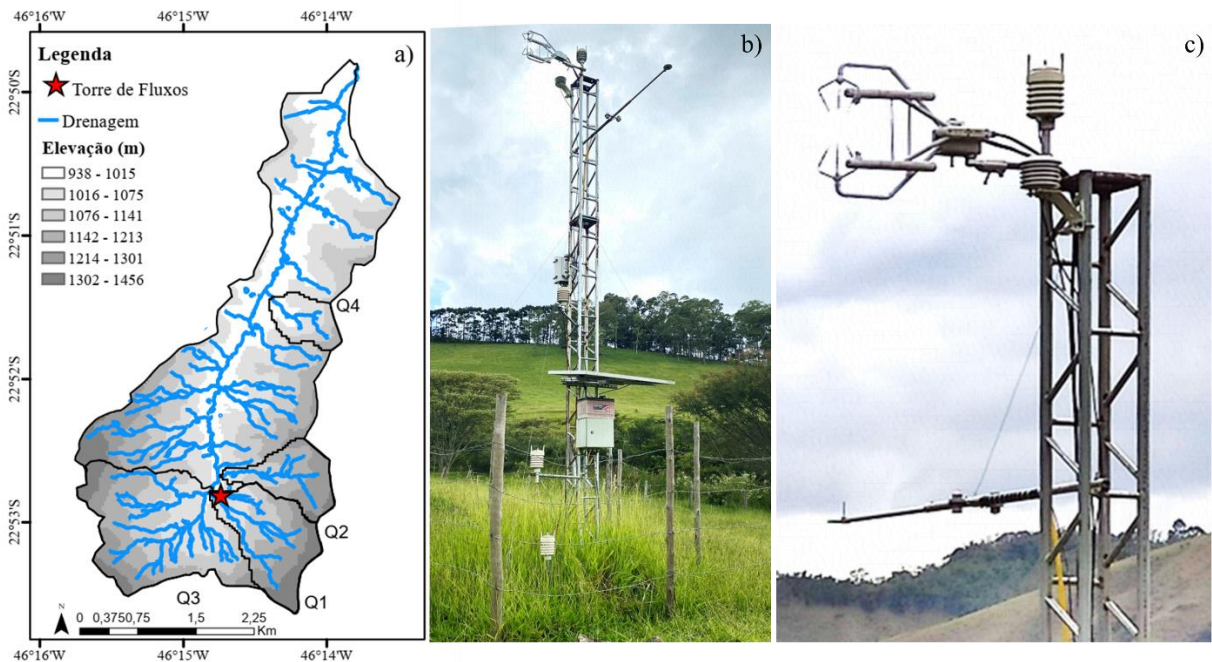
Foi também estimada a variação do armazenamento de calor como:

$$J = \rho c_p \Delta z \left(\frac{\Delta T}{\Delta t} \right) \quad (2)$$

em que, ρ = densidade do ar ($kg\ m^{-3}$); c_p = calor específico do ar em pressão constante ($J\ kg^{-1}\ K^{-1}$) calculado como $c_p = 1005 + 1.82q$, onde q = umidade específica (em $g\ g^{-1}$); $\Delta T/\Delta t$ é a variação da média temporal da temperatura do ar ($^{\circ}C$) nos níveis z_1 e z_2 , do início do tempo

t1 até o final da estimativa de fluxo do tempo t2 (em s); Δz é a diferença de altura entre $z_1=1\text{m}$ e $z_2=9\text{m}$.

Figura 12 – (a) Localização da torre de fluxo instalada na bacia do Ribeirão das Posses; (b) torre de fluxo de 9 m de altura com perfil vertical de temperatura, umidade e velocidade do vento; (c) analisador de gás de caminho aberto de CO_2 e H_2O com um anemômetro sônico 3D e um *net radiometer* no topo da torre de fluxo (*IRGA*; modelo *LI-7500*, *Licor, Inc., Lincoln, EUA*).



3.2.5.1 Método *Eddy-Covariance* (EC)

O método EC é uma técnica micrometeorológica que mede as trocas de energia (calor e água), CO_2 e quantidade de movimento entre a atmosfera e a superfície. Os fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) foram estimados usando a covariância entre flutuações verticais na velocidade do vento e concentração de vapor de água para LE e vento com flutuações de temperatura do ar para H.

Para o processamento dos dados foi utilizado o *software* EddyPro (LI-COR Inc.), em que foram calculados os fluxos H e LE em intervalos de 30 min, com medições na frequência de 20 Hz das variáveis u, v, w, T, q , processadas com aplicação de rotação do vento, remoção de picos atípicos (*despiking*), compensação de defasagem temporal por maximização de correlação cruzada, correções por Webb, Pearman, and Leuning (WPL) e médias por blocos.

Após o processamento dos dados pelo método EC, foi possível estimar o balanço de energia (BE). A equação do balanço de energia permite dimensionar as trocas de massa e

energia entre o sistema solo-planta-atmosfera, entendida como a energia disponível (que consiste na soma da radiação líquida (R_n), fluxo de calor no solo (G) e armazenamento de calor no ar (J) ($R_n - G - J$)), sendo aproximadamente igual à soma dos fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE). Expresso como:

$$(R_n - G - J) \approx (H + LE) \quad (3)$$

Apesar do método EC ser amplamente utilizado no mundo inteiro para avaliar LE e H , a falta de fechamento do balanço energético é um problema recorrente quando o utiliza, ou seja, a soma dos fluxos LE e H de EC geralmente é subestimada (ONCLEY *et al*, 2007), sendo menor que a energia disponível ($R_n - G - J$). Isso pode ocorrer devido as condições reais da paisagem, topografia, amostragem instrumental e alguns fatores micrometeorológicos (FOKEN, 2008).

Assim, os dados de EC foram analisados e foram então corrigidos através da aplicação de três métodos de correção de fluxo. Esses métodos distribuem a energia residual disponível no sistema entre a soma dos fluxos LE e H , a fim de mitigar o efeito da falta de fechamento do balanço energético do método EC, sendo eles: Twine *et al.*, (2000), Mauder *et al.*, (2013) e Charuchittipan *et al.*, (2014), e aqui denominados TWI, MAU e CHA, respectivamente.

Tais métodos (TWI, CHA e MAU) foram aplicados dentro de alguns limiares máximos e mínimos (Tabela 1), e somente para eventos com energia disponível $> 20 \text{ W m}^{-2}$, baseado em Mauder *et al* (2013), que sugeriu aplicar das correções para erros sistemáticos de circulações acionadas termicamente e turbilhões não-propagantes, que só se desenvolvem na camada limite convectiva.

Tabela 1 - Limites considerados para filtrar os componentes do balanço de energia.

Variável	Limite mínimo	Limite máximo
K_i (W m^{-2})	0	1300
R_n (W m^{-2})	-200	$0.85 R_{g[99\%]}$
H (W m^{-2}) (daytime)	-50	700
H (W m^{-2}) (night)	-50	50
LE (W m^{-2}) daytime)	-50	700
LE (W m^{-2}) (night)	-50	50
G (W m^{-2})	-50	50
Tar ($^{\circ}\text{C}$)	1	40

K_i = radiação global; R_n = saldo de radiação, H = fluxo de calor sensível; LE = fluxo de calor latente; G = fluxo de calor no solo; Tar = temperatura do ar; diurno = 06:00 à 17:00; noturno = 18:00 à 05:00.

3.2.5.1.1 Correções por Twine *et al.* (2000) (TWI)

Este método assume que as medidas de energia disponível ($Rn - G - J$) são representativas da área de *footprint* de EC, de modo que os fluxos H e LE podem ser corrigidos pela razão de Bowen (BR), com o H_{cor} e LE_{cor} corrigidos da seguinte forma:

$$\beta = \frac{H_{obs}}{LE_{obs}} \quad (2)$$

$$LE_{cor} = \frac{Rn - G - J}{1 + \beta} \quad (3)$$

$$H_{cor} = Rn - G - J - LE_{cor} \quad (4)$$

3.2.5.1.2 Correções por Mauder *et al.* (2013) (MAU)

Como em Twine *et al.* (2000), Mauder *et al.* (2013) descreve que a razão de Bowen é mantida antes e após as correções e o erro sistemático é distribuído igualmente para H e LE de acordo com o coeficiente C, com H_{cor} e LE_{cor} corrigidos da seguinte forma:

$$H_{cor} = \frac{H_{obs}}{C} \quad (5)$$

$$LE_{cor} = \frac{LE_{obs}}{C} \quad (6)$$

$$C = \frac{\sum_{i=1}^k (H_i + LE_i)}{\sum_{i=1}^k (Rn_i - G_i - J_i)} \quad (7)$$

onde o coeficiente C foi calculado na escala de tempo diária com base em uma amostra de 30 min de H e LE. Mais exatamente, o método MAU prescreve que ambos os fluxos foram corrigidos em escala horária usando um coeficiente de escala diária, e para o método TWI os fluxos horários foram corrigidos usando coeficientes estimados na mesma base horária.

3.2.5.1.3 Correções por Charuchittipan *et al.* (2014) (CHA)

De acordo com Charuchittipan *et al.* (2014), a alocação de resíduos depende da razão entre o fluxo de calor sensível H e o fluxo de empuxo, atribuindo assim uma maior fração de energia residual (Res) ao fluxo H, tal que:

$$H_{cor} = H_{obs} + f_{EB} Res \quad (8)$$

$$LE_{cor} = LE_{obs} + (1 - f_{EB})Res \quad (9)$$

$$f_{EB} = \frac{H_{obs}}{B} = (1 + 0.61 \bar{T} \frac{C_p}{\lambda \beta}) \quad (10)$$

onde, Res = Rn - (H + LE + G + J)] avaliado de hora em hora; B = buoyancy (m K s⁻¹); \bar{T} = temperatura média do ar de 30 min no topo da torre (K); β = razão de Bowen; c_p = calor específico a pressão de ar constante (J kg⁻¹ K⁻¹); λ = calor latente de vaporização (J kg⁻¹).

3.2.5.2 Balanço de energia pelo método de Razão de Bowen (BR)

O método de balanço energia pela razão de Bowen (BOWEN, 1926) foi utilizado como referência para comparar os demais métodos. Para sua estimativa, utilizou-se o perfil vertical de temperatura e pressão de vapor d'água instalado na torre de fluxo, com média de 30 min, para calcular a razão de Bowen (BR), de acordo com:

$$BR = \frac{H}{LE} = \gamma \frac{\Delta T}{\Delta e} = \gamma \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad (11)$$

onde T₁, e₁ e T₂, e₂ são a temperatura do ar (°C) e o vapor de água (kPa) nas alturas 1 e 2, respectivamente; γ = constante psicrométrica (Allen *et al.*, 1998), e os fluxos LE e H foram estimados como:

$$LE = \frac{Rn - G - J}{1 + BR} \quad (12)$$

$$H = \frac{Rn - G - J}{1 + 1/BR} \quad (13)$$

A análise de consistência de fluxo neste método excluiu estimativas de BR entre -0,5 e -1,5, com base em Perez, Castellvi e Rosel (1999).

3.2.5.3 Método Penman-Monteith FAO-56 (PM)

Com o objetivo de comparar as estimativas de ET na escala da torre de fluxo com os limites superiores das estimativas de ET, foi calculada a ET potencial (ET_{PM}), através do método Penman-Monteith FAO-56 (ALLEN *et al.*, 1998), um método robusto e clássico que

se adapta bem as condições de vegetação de baixa altura, semelhantes às condições encontradas no local de campo, de acordo com:

$$ET_{PM} = \frac{0.408\Delta (Rn - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} u_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 u_2)} \quad (14)$$

onde ET_{PM} é expressa em mm dia^{-1} ; T = temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$); u_2 = velocidade do vento (m s^{-1}) a 2 m de altura; e_s = pressão de vapor de saturação (kPa); e_a = pressão de vapor real (kPa); Δ = inclinação da curva de pressão de vapor versus temperatura ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$), Rn = balanço de energia (W m^{-2}); G = fluxo de calor no solo (W m^{-2}).

3.2.5.4 Método do balanço de água (WBM)

O método do balanço de água foi utilizado para avaliar as variações mensais e anuais da ET com mais detalhes com base nas medições de campo e em um modelo de balanço hidrológico parcimonioso, ou seja, que explica os dados com um número mínimo de parâmetros (VANDEWIELE; CHONG-YU; NI-LAR-WIN, 1992).

O modelo consiste em um conjunto de equações que dependem de quatro parâmetros (a_1 , a_2 , a_3 e b_1) que devem ser determinados por um método de otimização de parâmetros.

Primeiro, utilizou-se de dados de medições de campo de precipitação (P_t), vazão (Q_m), e a reanálise ECMWF ERA5-Land para calcular a evapotranspiração potencial (ET_p). Assim, a ET_p foi calculada usando a equação de Priestley e Taylor (1972) como:

$$ET_p = \alpha \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \frac{Rn - G}{\lambda} \quad (15)$$

onde $\alpha=1.26$, Rn = balanço de energia (W m^{-2}); Δ = inclinação da curva de pressão de vapor versus temperatura ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); γ = constante psicrométrica ($\text{kPa } ^{\circ}\text{C}^{-1}$); e G = fluxo de calor no solo (W m^{-2}) = 0.

Com Vandewiele, Chong-Yu e Ni-Lar-Win (1992), a formulação do modelo de balanço hídrico, o algoritmo de Levenberg-Marquardt foi utilizado para obter um conjunto dos parâmetros a_1 , a_2 , a_3 e b_1 e minimizar o erro entre a vazão medida (Q_m) e a vazão calculada (Q_c) pelo modelo, sendo a performance do modelo avaliada através do melhor R^2 entre Q_m e Q_c .

Com o conjunto dos parâmetros ótimos a_1 , a_2 , a_3 e b_1 , a evapotranspiração real (ET_a), Q_c e o armazenamento de água (M_t) foram obtidos pelo modelo calibrado que depende das variáveis de entrada de P_t e ET_p mensal.

Para chegar aos valores de ET_a , Q_c e M_t , o modelo considerou que

$$M_t = M_{t-1} + P_t - ET_a - Q_c \quad (16)$$

O armazenamento M_{t-1} é o armazenamento de água no mês anterior e

$$Q_c = Q_f + Q_s \quad (17)$$

sendo, Q_f o escoamento rápido e Q_s o escoamento lento, definidos como

$$Q_s = a_2(M_{t-1})^{b_1} \quad (18)$$

$$Q_f = a_3[\max(M_{t-1}, 0)] \left[P_t - ET_p \left(1 - e^{-\frac{P_t}{ET_p}} \right) \right] \quad (19)$$

A evapotranspiração atual (ET_a) foi determinada da evapotranspiração potencial mensal (ET_p) e da água disponível (W_t)

$$W_t = P_t + \max(M_{t-1}, 0) \quad (20)$$

Assim, a ET_a foi calculada pela seguinte equação

$$ET_a = \min \left(ET_p \left(1 - a_1 \frac{W_t}{ET_p} \right), W_t \right) \quad (21)$$

3.3 Coeficientes, índices e métodos de ET

Para caracterizar fatores de controle na variabilidade da resposta hidrológica das bacias, foram então definidas:

- as seguintes variáveis por bacia:
 - precipitação (P em mm), vazão (Q em m^3s^{-1}), vazão específica (Q_e em mm), escoamento básico (Q_b em mm), escoamento direto (Q_s em mm = $Q_e - Q_b$), nível do aquífero (NA em cm) e evapotranspiração (ET em mm); sendo o intervalo temporal (evento, dia, mês ou ano) de acordo com a análise.

- e os seguintes índices:
 - *Soil Wetness Index* (raso e intermediário) (SWI diário);
 - Coeficiente de escoamento anual médio
 - $RC = \text{vazão específica total (em mm ano}^{-1}\text{)} / \text{precipitação total (em mm ano}^{-1}\text{)}$;
 - Índice de escoamento básico médio anual
 - $BFI = \text{escoamento básico específico (em mm ano}^{-1}\text{)} / \text{vazão específica (em mm ano}^{-1}\text{)}$;
 - Coeficiente de escoamento direto por evento
 - $SCe = \text{escoamento direto do evento (mm por evento)} / \text{precipitação do evento (mm por evento)}$;
 - Índice evaporativo anual
 - $EI = (ET \text{ em mm ano}^{-1}) / P \text{ (em mm ano}^{-1}) \text{ (x10\%)}$;
 - Coeficiente de escoamento direto médio por dupla-massa
 - $SC = \text{igual à inclinação linear da curva de dupla-massa de } Qs \text{ e } P \text{ (ambos acumulados em mm dia}^{-1}\text{, que se situa entre 0 ou nenhum } Qs \text{ e 1 ou todos os } P \text{ convertidos em } Qs) \text{ para cada bacia, e calculado com dias selecionados em dois casos de SWI raso: em condições úmidas ou secas (a partir dos limites de cada bacia, ver Apêndice B4), respectivamente.}$

Em resumo quanto aos métodos para estimativa de ET, foram avaliados três métodos de correção de fluxo, sendo eles: Twine et al., (2000), Mauder et al., (2013) e Charuchittipan et al., (2014).

Para fins comparativos, também foram realizadas medições de campo em escala horária usando o método BR, foram feitas estimativas teóricas horárias usando o método Penman–Monteith FAO56 (aqui chamado de PM) e, eventualmente, estimada a ET mensal usando o método do balanço de água (aqui referido como WBM), conforme descrito nas alíneas a seguir.

Assim, os métodos BR, PM, EC e os métodos de correção dos fluxos (TWI, MAU e CHA) foram usados para bacia do Posses (PO), enquanto o método WBM foi usado para bacia do Posses (PO) e para as sub-bacias (Q2, Q3 e Q4).

CAPÍTULO IV

Resultados e discussão

4 RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1 PADRÕES DE CHUVA-VAZÃO E ESCOAMENTO DIRETO

4.1.1 Sazonalidade, fluxos anuais e controles

A estação seca foi de abril a agosto e o máximo hidrológico na bacia PO foi em janeiro, tanto para precipitação (P) quanto para vazão específica (Qe) média mensal (Figura 13a). Na escala anual, a média mensal de P no PO variou de ≈ 50 a 280 mm e Qe de ≈ 10 a 50 mm (Figura 13a). O escoamento básico (Qb) médio mensal com pico em março, se mostrou defasado em dois meses após Qe, mostrando variação sazonal de ≈ 10 a 40 mm, representando quase todo o Qe mensal durante seis meses de maio a outubro (Figura 13a, c). Na transição de estação seca-chuvosa, a P média aumentou lentamente a partir de agosto, havendo um aumento acentuado de 210 mm em novembro, que efetivamente recuperou o aumento de Qe (Figura 13a). Assim, a recuperação de Qe começou cerca de 3 meses depois da de P.

Para a comparação entre bacias, foi utilizado período com dados em comum entre todas elas, sendo de setembro de 2018 a agosto de 2019 (Tabela 2, Figura 13b, d). Em todas as bacias o regime recessivo de Qe começou em março/abril, até setembro, concomitantemente com a diminuição das precipitações (Figura 13b). Particularmente na bacia Q4, a precipitação ligeiramente mais alta em janeiro de 2019 causou um pico excepcional em janeiro (Figura 7b).

Figura 13 – (a) Média mensal de vazão específica (Q_e) e escoamento básico específico (Q_b) (linha azul e vermelha) e precipitação P (em mm m-1) (barras cinza) na bacia PO entre 2017 a 2021; (b) Total mensal de Q_e (em mm m-1) para todas as bacias entre setembro de 2018 a agosto de 2019; (c) Total mensal de Q_e e Q_b (em mm m-1) (linha azul e vermelha, respectivamente) e precipitação (linha cinza) para PO entre 2017 a 2021; (d) Total diário de Q_e (em mm dia^{-1}) para todas as bacias e precipitação (barra cinza no PO) entre setembro de 2018 a agosto de 2019.

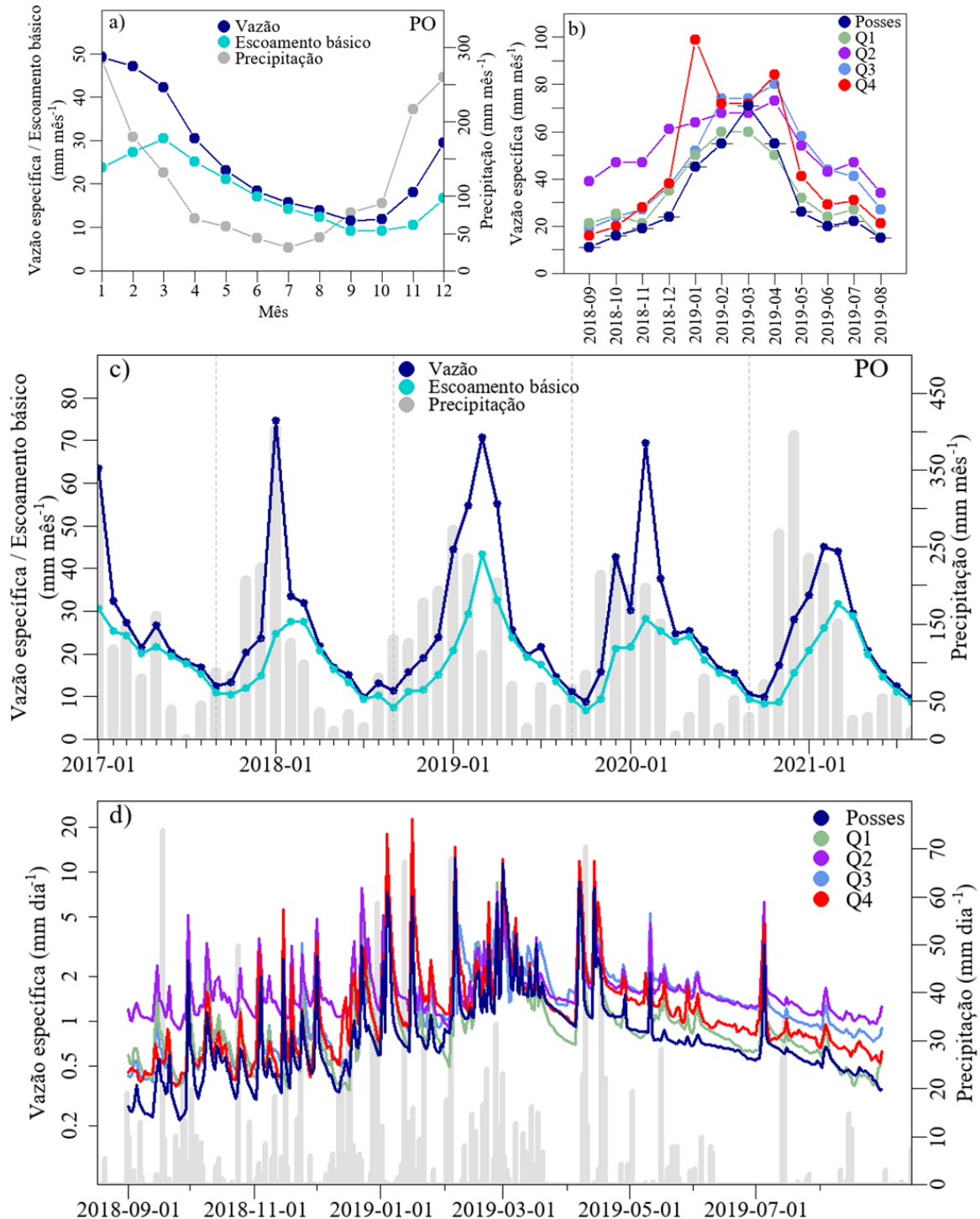


Tabela 2 - Características morfométricas, uso do solo, tipo de solo, parâmetros do balanço de água anual médio (precipitação P, vazão específica Qe, escoamento básico Qb, coeficiente de escoamento RC, índice de escoamento básico BFI) para as bacias PO, Q1*, Q2, Q3 e Q4.

		PO	Q1	Q2	Q3	Q4
Características morfométricas	Área (ha)	1190,8	115,6	67,8	342,8	41,1
	Declividade média (%)	17	42,7	48,3	18,4	37,4
	Comprimento do canal principal (km)	8,1	2	1,8	2	1,1
Uso do Solo (%)	Pastagem	58,7	50,5	61,7	51,1	75,3
	Floresta*	37,6	46,7	30,1	44,7	24,3
	Infra-estrutura	3,7	2,8	8,2	4,3	0,5
Tipo de Solo (%)	Argissolo Vermelho	55,7	68,7	63	57,1	54,6
	Argissolo Vermelho-Amarelo	13	6,8	9,4	9,5	12,7
	Argissolo Amarelo	9,3	9,6	6,4	13,8	2,8
	Cambissolo Háplico	10,2	8	13,5	10,6	20,1
	Gleissolo Háplico + Cambissolo Flúvico	10,2	6,7	7,6	8,5	8,7
	Latossolo Vermelho + Latossolo Vermelho-Amarelo	1,6	0,2	0	0,6	1,1
Parâmetros Hidrológicos (Set 18 – Ago 19)	Precipitação Anual P (mm)	1639	1693	1742	1636	1639
	Vazão específica anual Qe (mm)	377	419	644	563	551
	Escoamento básico anual Qb (mm)	248	275	484	414	343
	Coeficiente de escoamento médio RC = Q/P .100%	23	25	37	34	34
	Índice de escoamento básico BFI = Qb/Q .100%	66	66	75	74	62
Parâmetros Hidrológicos** (Set 18 – Mai 21)	Precipitação Anual P (mm)	1451	-	1565	1461	1466
	Vazão específica anual Qe (mm)	306	-	567	484	470
	Escoamento básico anual Qb (mm)	208	-	420	342	304
	Coeficiente de escoamento médio RC = Q/P .100%	21	-	36	33	32
	Índice de escoamento básico BFI = Qb/Q .100%	68	-	74	71	65

* Floresta corresponde a soma de fragmentos de eucalipto, áreas de restauração florestal e fragmentos de Mata Atlântica. ** As informações para parâmetros hidrológicos entre setembro de 2018 e maio de 2021 estão ausentes para Q1 devido a problemas de medição neste posto após agosto de 2019.

A diferença de Qe anual entre as bacias (Tabela 2 e Figura 14a) variou de 377 a 644 mm, sendo a vazão Qe consideravelmente menor na bacia do PO do que em 3 das 4 sub-bacias ($\approx 40\%$ menos). Curiosamente, as estimativas do coeficiente de escoamento médio (RC) total anual seguiram proporcionalmente a variação de Qe entre as bacias (Tabela 2), variando de 23 a 37%, sendo também PO com menor valor. Os valores das sub-bacias de PO foram similares aos estimados por Mello *et al.* (2019) de $\approx 35\%$ em uma bacia também de cabeceira na Serra da Mantiqueira.

Em uma escala mais regional, mas ainda sob a perspectiva de pequenas bacias, abrangendo a região montanhosa do Serra do Mar (núcleo Cunha), nota-se que os valores de

RC para PO são também bastante menores que os reportados para àquelas bacias florestais, tendo sido estimados para a mesma área, em anos diferentes, RC de $\approx 70\%$ (FUJIEDA *et al.*, 1997), de $\approx 60\%$ (DONATO *et al.*, 2007) e de $\approx 67\%$ a 76% (TEIXEIRA *et al.*, 2021). Ainda na abrangência da Serra do Mar, mas no núcleo Santa Virginia, foram reportados valores relativamente menores de RC, sendo de $\approx 44\%$ a $\approx 55\%$ (SALEMI *et al.*, 2013), e de $\approx 40\%$ e 48% (GROPPO *et al.*, 2019). Essas áreas da Serra do Mar apresentam pluviosidade anual muito maior que PO, geralmente de 2200 mm ano^{-1} , o que pode ajudar a explicar a diferença.

Estendendo a faixa de comparação para o Estado de São Paulo, abrangendo grandes bacias, o RC estimado para PO e suas sub-bacias foram inferiores à estimativa de 52% da Unidade de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHI) Mantiqueira (PERH, 2005). O RC estimado no PO também foi inferior à estimativa de 39% no rio Jaguari (vertedor F25B, área da bacia de 1027 km^2), do qual o Ribeirão das Posses é afluente e das estimativas de várias outras sub-bacias do rio Piracicaba, do qual o Rio Jaguari é um afluente, cujo RC variou de 29 a 42% (DOMINGUES e da ROCHA, 2022). Assim, os valores do RC das bacias Q2, Q3, Q4 foram melhores em comparação com bacias maiores que se estendem até os rios Jaguari e Piracicaba, sendo também similares ao reportado para a UGRHI Piracicaba/Capivari/Jundiá (PCJ) de 28% (PERH, 2005).

Ainda levando em consideração as UGRHIs, como a bacia PO é coberta predominantemente por pastagem, a comparação em grande escala, mas com os valores de RC reportados para as UGRHIs com predomínio de agropecuária, como na região Noroeste do Estado de São Paulo, pode vir a fazer mais sentido, sendo reportados valores de RC de 19% a 22% para essas áreas (Apêndice B1) (PERH, 2005), estimativas muito próximas a encontrada para bacia PO (23%). Os valores das sub-bacias do PO (25% a 37%) foram também bastante próximos aos estimados para as UGRHIs do Paraíba do Sul de 33% , do Alto Tietê de 31% e do Tietê/Sorocaba de 23% (PERH, 2005). Levando em conta todo o conjunto das UGRHIs do Estado de São Paulo, apesar de algumas unidades apresentarem valores de RC maiores que 50% , a mediana do RC reportado foi de 27% (Apêndice B1).

A variação da contribuição da água subterrânea para Q_e foi estimada através do BFI (Tabela 2). Em grande escala espacial e abrangendo vários climas, a variabilidade do escoamento básico é explicada predominantemente pela precipitação e evapotranspiração (PEÑA-ARANCIBIA *et al.*, 2010, VAN DIJK *et al.*, 2010). No entanto, outros fatores climáticos e terrestres (forma, morfologia, cobertura do solo, solos e geologia) podem explicar a variação remanescente, especialmente em pequenas bacias (PEÑA-ARANCIBIA *et al.*, 2010).

A variação do BFI diferiu de $\approx 10\%$ entre dois grupos de bacias, com o menor valor na Q4, Q1 e PO (62%, 66% e 66%, respectivamente) e a maior em Q2 e Q3 (75% e 74%, respectivamente). Os valores desse segundo grupo foram bastante similares as estimativas reportadas por Mello *et al.* (2019) de $\approx 74\%$ em uma bacia também de cabeceira na Serra da Mantiqueira e pelo resultado reportado por Almagro *et al.* (2021) em um conjunto de dados de longo prazo (30 anos) para 735 bacias hidrográficas no Brasil, em que encontraram para todas elas valores de BFI maior que 70%, ou seja, essas bacias são dependentes do escoamento básico.

Comparando os valores de BFI de PO e suas sub-bacias em uma escala mais regional, novamente abrangendo a região montanhosa do Serra do Mar (núcleo Cunha), nota-se que os valores de BFI para PO são relativamente menores que os reportados para àquelas bacias florestais, de 72% a 84% (FUJIEDA *et al.*, 1997). Porém, anos depois essas mesmas bacias foram reavaliadas com maior série de dados e as estimativas obtidas foram de 59% e 68% (Teixeira *et al.*, 2021), sendo assim valores similares aos encontrados para PO e suas sub-bacias (principalmente para o primeiro grupo, de 62% a 66%). Já na comparação com valores estimados para o núcleo de Santa Virgínia, os valores foram ligeiramente maiores que os obtidos para PO, sendo de 75 e 78% (GROPPO *et al.*, 2019) e 76% (SALEMI *et al.*, 2013).

Estendendo a faixa de comparação para o Estado de São Paulo, e novamente abrangendo grandes bacias considerando as UGRHIs, nota-se que os valores de BFI reportados para elas estão bastante abaixo dos reportados para PO e suas sub-bacias e para os valores de outras bacias citados anteriormente. A maioria das UGRHIs do Estado de São Paulo apresentaram valores de BFI inferiores a 35%, com uma mediana de 37% (PERH, 2005) (Apêndice B1). Algumas hipóteses para esses baixos valores são: (i) o escoamento básico foi calculado levando em consideração a vazão mínima ($Q_{7,10}$), o que faz com que o índice seja ligeiramente mais baixo; (ii) esse relatório levou em consideração longas séries de dados (aproximadamente 30 anos), o que faz a comparação ser relativa à anos muito diferentes, podendo apresentar resultados também bastante diferentes.

Para a Amazônia foram estimados BFIs de 90% (LEOPOLDO *et al.*, 1995; JOHNSON *et al.*, 2006; HAYHOE *et al.*, 2011; DIAS *et al.*, 2015) e no Cerrado de 87% (ALTHOFF; RODRIGUES; SILVA, 2021) e 95% (NÓBREGA *et al.*, 2017).

As diferenças para RC e BFI observadas dentro da mesma bacia (como foi o caso para PO e suas sub-bacias), para as bacias da Serra do Mar reavaliadas em diferentes anos, e, entre elas, mostram que pode haver grande variabilidade espacial na dinâmica hidrológica de uma

região, e que os fatores, principalmente para BFI podem ir além da precipitação ou do método de estimativa.

4.1.2 Vazões anuais e características das bacias

Por comparação simples, notou-se que Q_e e RC variaram de forma semelhante entre as bacias (Figura 14a,c) e que ambos parecem ser aproximadamente inversamente proporcionais à área (Figura 14f) e comprimento do canal (Figura 14g) das bacias. Esta relação inversa da RC com a área da bacia foi relatada em outros estudos de pequenas bacias (CERDAN *et al.*, 2004).

A ordem de variação do Q_s e do BFI anual das bacias (Figura 14d,e) sugere que ambas são diretamente proporcionais a Q_e e RC, porém com uma interrupção na ordem pela bacia Q4, que apresenta a menor área e comprimento do canal e sua forma também é menos alongada que as demais (Figura 2b). Esse conjunto de características da Q4 pode favorecer a formação de Áreas Variáveis de Afluência (AVA) na forma de nascentes e pequenos pântanos, o que facilita a geração de escoamento direto em eventos de precipitação, ajudando a explicar o menor BFI.

Adicionalmente, foi verificada uma proporção inversa entre a ordem dos Q_e , RC e Q_s das bacias com a cobertura florestal (Figura 14h). Assim, a cobertura vegetal pode afetar a resposta hidrológica anual. As florestas tropicais geralmente apresentam maior ET do que as gramíneas, devido ao índice de área foliar (*Leaf Area Index* (LAI), em inglês), fração da radiação fotossinteticamente ativa (*Fraction of Photosynthetically Active Radiation* (FPAR), em inglês) e comprimento da raiz. Em florestas, a ocorrência de escoamento rápido (*quickflow*) também é geralmente menor do que em pastagens e lavouras, pois a copa das árvores potencialmente mitiga a intensidade das precipitações e favorece a infiltração de água no solo, sendo esse com propriedades físicas vantajosas de porosidade e condutividade hidráulica.

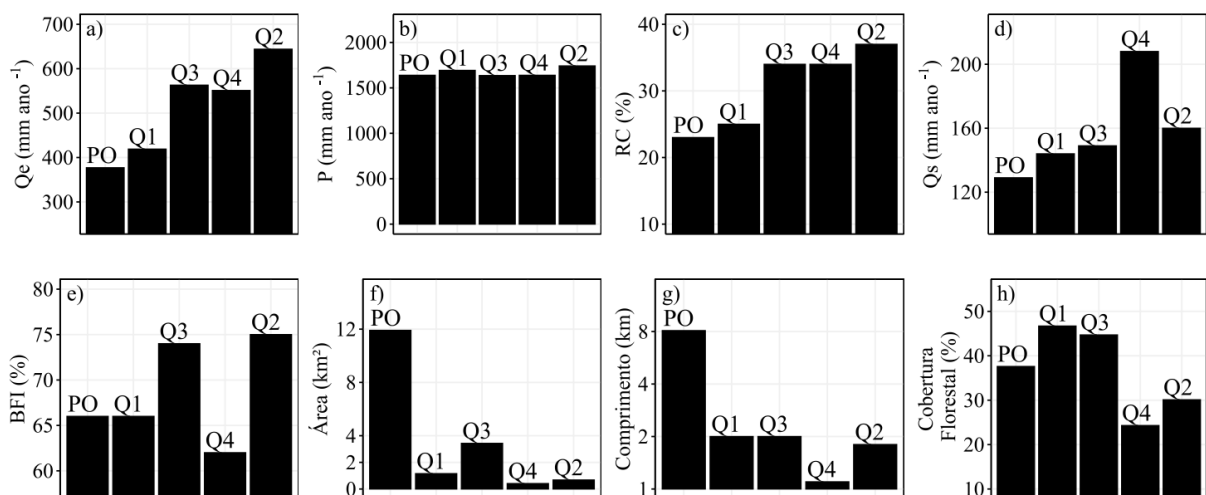
A bacia Q4 se destaca pela cobertura florestal mínima entre as bacias, o que pode ajudar a explicar a perturbação na ordem de Q_s e BFI com os demais parâmetros hidrológicos. A bacia Q2 também tem cobertura florestal limitada, mas em contraste com a bacia Q4, Q2 tem o maior BFI de todas as bacias, sugerindo outro fator de influência. Aqui utilizou-se a interpretação simples do padrão de fluxo de águas subterrâneas baseado em unidades hidrológicas funcionais da paisagem (WINTER, 2001). Em geral, a recarga é estabelecida nas áreas altas das bacias, e a descarga, nas áreas mais baixas (Apêndice B2). No entanto, foi

identificada uma exceção na bacia do Q2, no perfil topográfico transversal ao longo do canal, com uma vasta região de descarga com fluxo de água subterrânea ascendente na encosta ascendente, localizada de cerca de 0,4 a 1 km a montante da foz. Essa distinção no padrão de fluxo das águas subterrâneas em Q2, mesmo com base em uma simples analogia com os modelos conceituais, pode ser parcialmente responsável pelo maior BFI.

Por fim, não houve suspeitas de relações com parâmetros hidrológicos para tipos de solo, principalmente porque a variação na ocorrência dos principais tipos de solo é muito estreita entre as bacias.

Observou-se que vários controles de terreno afetam os parâmetros hidrológicos, dificultando o estabelecimento de uma relação única e direta, e enfatiza-se que essas proporcionalidades são sugeridas com cautela, com base em padrões simples calculados em um intervalo de tempo limitado. Ao testar a regressão linear dos parâmetros hidrológicos Q_e , RC, Q_s e BFI com as características área, comprimento, cobertura vegetal e solos (sabendo da limitação pelo tamanho da amostra), não foram encontradas dependências significativas ao nível de significância $< 5\%$.

Figura 14 – Total anual de (a) vazão específica Q_e (mm ano^{-1}); (b) precipitação P (mm ano^{-1}); (c) coeficiente de escoamento RC; (d) escoamento direto Q_s (mm ano^{-1}); (e) índice de escoamento básico BFI (%); (f) área da bacia (km^2); (g) comprimento do canal principal (km); (h) cobertura florestal (%). Valores da Tabela 2 no intervalo de setembro de 2018 a agosto de 2019 para todas as bacias na ordem PO, Q1, Q3, Q4 e Q2.



4.1.3 Resposta hidrológica em escala mensal

A variação da vazão específica (Q_e) e do escoamento direto (Q_s) médios mensais ao longo do ano nas bacias PO e Q2 (Figura 15a) (aquelas com o Q_e médio mais baixo e mais alto, respectivamente) mostrou por cerca de 6 meses na estação seca (maio a setembro) que Q_s foi quase constante e baixo, em torno de 2 mm mês^{-1} , variando pouco entre as duas bacias. Nos demais meses chuvosos, Q_s aumentou consideravelmente, com picos em $\approx 25 \text{ mm}$ e 35 mm mês^{-1} para PO e Q2, respectivamente. As diferenças de Q_s entre essas bacias nos meses chuvosos foram menores do que a diferença de Q_e .

A dispersão entre Q_e e P para a bacia PO na escala mensal (Figura 15b) mostrou um limiar de $P \approx 90 \text{ mm mês}^{-1}$ (linha pontilhada na Figura 15b) abaixo do qual não foi observada proporcionalidade em Q_e e ocorreu predominantemente na estação seca. Acima desse limiar, com predomínio da estação chuvosa, ocorreram duas situações: período de transição entre estação seca e chuvosa (Out-Dez), o padrão Q_e persistentemente falhou em responder significativamente; em contraste, na alta estação chuvosa (Jan-Abr), Q_e aumentou linearmente com P significativamente (linha azul na Figura 15b). Para comparar esta dispersão com estudos semelhantes em outros climas, cita-se uma pequena bacia de clima mediterrâneo úmido no noroeste da Espanha (bacia Cal Rodo, $4,2 \text{ km}^2$). Tal bacia apresentou estação chuvosa no período de primavera-outono e Q mínimo na primavera-verão, que também mostrou um limiar de P mensal $< 80 \text{ mm}$ abaixo do qual o Q mensal era modesto e acima do qual havia uma relação ($Q = 0,79P - 60$) (LATRON *et al.* 2008). No entanto, a taxa de resposta desta tese de Q com P na alta estação chuvosa foi de 0,1 e muito mais fraca em comparação.

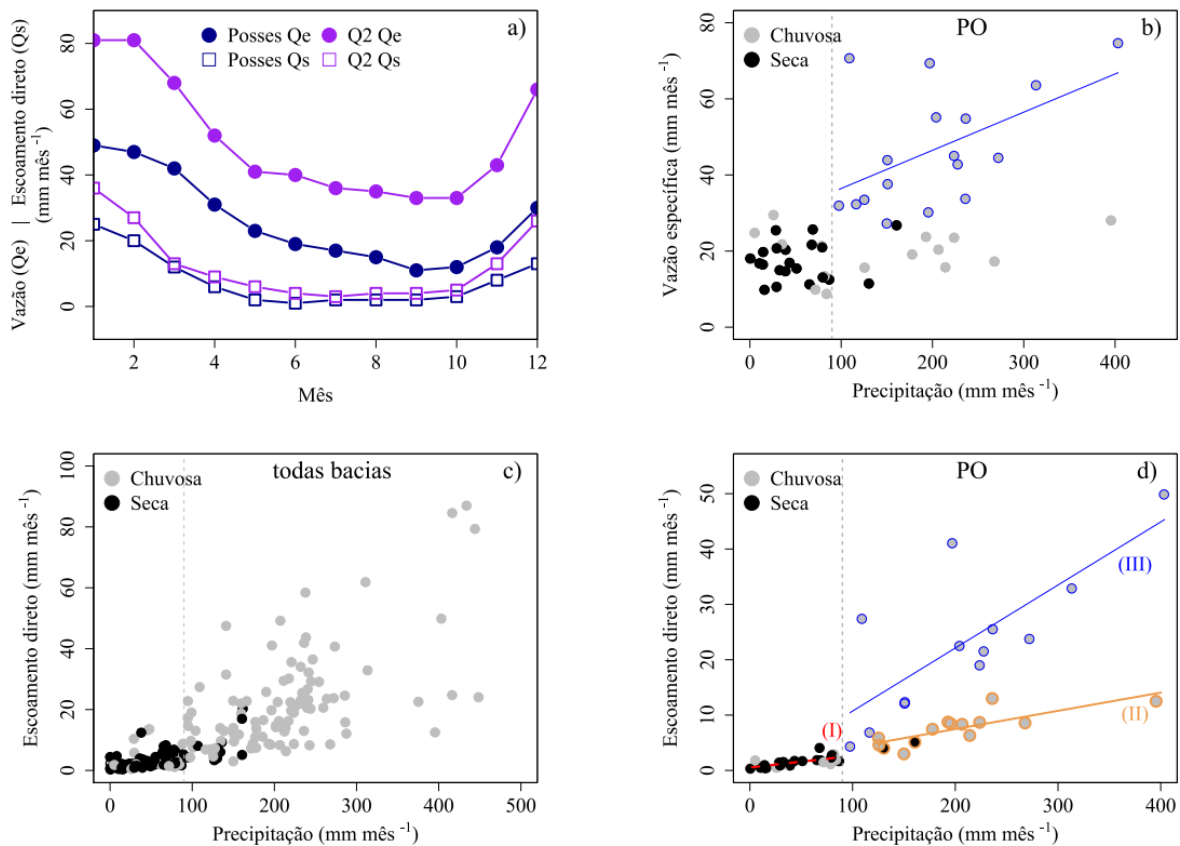
Na relação abrangendo as medidas em todas as bacias para analisar séries temporais de Q_s e P mensais acumulados (Figura 15c), Q_s atingiram máximos de até 90 mm mês^{-1} na estação chuvosa e 20 mm mês^{-1} na estação seca. Foi observado um limiar de $P \approx 90 \text{ mm mês}^{-1}$, abaixo do qual a resposta Q_s foi relativamente modesta e mais linear. No entanto, o espalhamento foi alto em $P > 90 \text{ mm}$, possivelmente porque envolveu diferentes bacias e respostas (Figura 15c).

Para isolar o efeito em apenas uma bacia, por exemplo PO, foi destacada a dispersão de Q_s e P mensais (Figura 15d), e descobriu-se que, para o limiar $P = 90 \text{ mm}$, as relações lineares foram bem definidas. Notou-se três padrões: o primeiro em que Q_s estava abaixo de $\approx 3 \text{ mm mês}^{-1}$, ocorrendo na estação seca (I na Figura 15d); na estação chuvosa e $P > 90 \text{ mm}$, notou-se os outros dois padrões de resposta significativos: ao responder como uma extensão

do padrão I, atingindo um máximo de $\approx 10 \text{ mm mês}^{-1}$ durante a estação de transição seca e chuvosa; e outro padrão (III na Figura 15d) na alta estação chuvosa (Jan–Abr), quando Qs apresentou uma resposta forte, até $\approx 50 \text{ mm mês}^{-1}$, e grande dispersão, embora significativa.

Com base em ajustes lineares simples dos casos II e III, a resposta de Qs em relação a P foi de 2% no caso I, 3% no caso II e 11% no caso III (ver regressão na Figura 15d), ou seja, um aumento de cerca de quatro vezes ao comparar a alta estação chuvosa com a estação de transição seca e chuvosa para a mesma quantidade de P. Para as comparações, são citadas as medidas de Fujieda *et al.*, (1997) em duas pequenas bacias (36 e 56 ha) em uma região subtropical montanhosa no Sudeste do Brasil, próxima à região deste estudo, mas com maior precipitação anual, em torno de $\approx 2200 \text{ mm ano}^{-1}$. Os autores detectaram um limiar mensal de $P=250 \text{ mm}$ na dispersão de Qs, com relação tanto abaixo quanto acima do limiar. As estimativas encontradas neste estudo foram muito inferiores às dos autores (8% e 18% para $P < \text{limiar}$ e 61% e 54% para $P > \text{limiar}$). No entanto, o fato de o limiar dos autores ser muito maior, 250 mm versus 100 mm, pesa muito, o que provavelmente aumenta a taxa de resposta geral.

Figura 15 - (a) Vazão (Q_e) mensal e escoamento direto (Q_s) mensal (em mm mês^{-1}) para as bacias PO e Q2; (b) Vazão (Q_e) mensal *versus* precipitação (P) mensal (em mm mês^{-1}) para a bacia PO, a linha vertical tracejada mostra o limiar de precipitação de 90 mm mês^{-1} , círculos pretos correspondem a estação seca (mai-set) e círculos cinzas a estação chuvosa (out-abri), e os círculos em azul foram usados para a regressão (a linha azul é a linha de regressão): $P < 90 \text{ m}$, $Q = 26 + 0,1P$, $R^2 = 0,22$, valor $p < 0,01$; Escoamento direto (Q_s) mensal *versus* precipitação (P) mensal (em mm mês^{-1}) para (c) todas as bacias e (d) apenas para a bacia PO. Círculos pretos correspondem a estação seca (mai-set) e círculos cinzas a estação chuvosa (out-abri); linha vertical tracejada mostra o limiar de 90 mm mês^{-1} de precipitação. Regressão: em (d): (I) linha vermelha: $P < 90 \text{ mm}$, $Q_s = 0,525 + 0,021P$, $R^2 = 0,43$; (II) linha laranja: $P > 90 \text{ mm}$, $Q_s = 0,893 + 0,033P$, $R^2 = 0,6$; (III) linha azul: $P > 90 \text{ mm}$, $Q_s = -0,665 + 0,114P$, $R^2 = 0,55$; Todos os valores de $p < 0,001$. Observe a diferença de escala no eixo y entre as figuras.

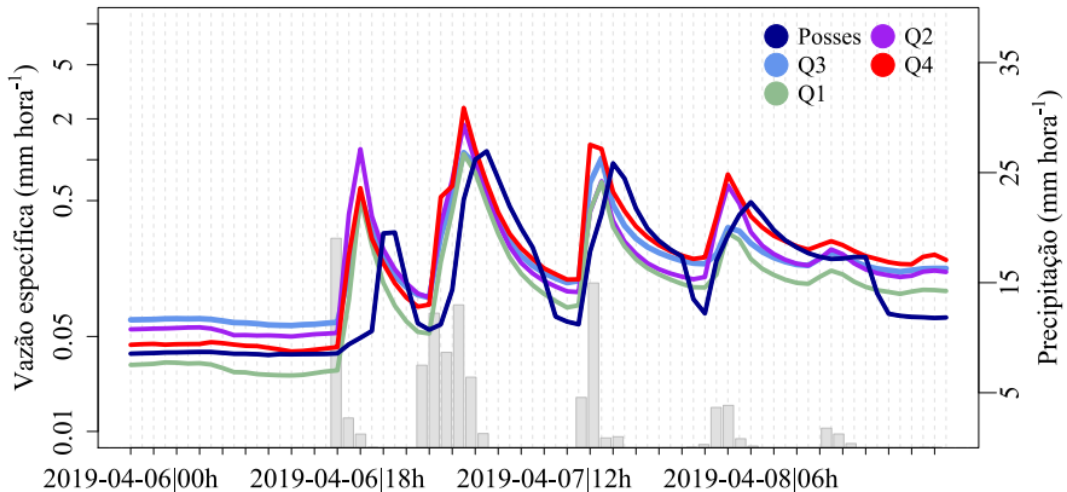


4.1.4 Resposta hidrológica em escala de evento

Para ampliar o entendimento da resposta chuva-vazão (P - Q) das bacias, foi investigada a variabilidade em escala de eventos. Eram esperadas diferenças no tempo de resposta do pulso de Q_e entre PO e as demais bacias, principalmente devido a área de drenagem das bacias, e isso foi notado. Por exemplo, para eventos em abril de 2019 notou-se que o pico de resposta nas bacias menores apareceu no mesmo horário ou 1 h depois, enquanto o PO foi em

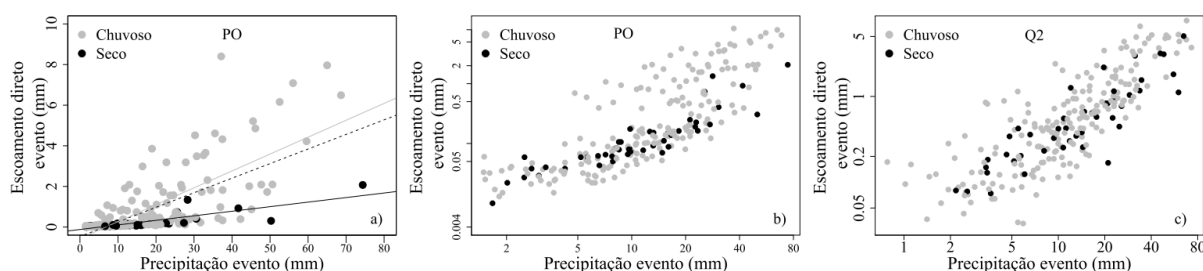
2 h e 3 h depois, ou seja, com uma defasagem aproximada de 2 h entre PO e as bacias pequenas (Figura 16).

Figura 16 - Sequência de eventos de chuva-vazão nas bacias (linha azul escuro PO, linha verde Q1, linha roxo Q2, linha azul claro Q3 e linha vermelha Q4) em abril de 2019, com precipitação (barras cinzas) (em mm hora⁻¹) e vazão específica (em mm hora⁻¹)



Os eventos de Qs em PO ocorreram com mais frequência na estação chuvosa do que na estação seca, como é típico neste clima subtropical e, portanto, responderam positivamente à quantidade de P do evento, mas sob um padrão de dispersão pronunciado (Figura 17a). O evento com máximo Qs foi de ≈ 10 mm em PO na estação chuvosa e ≈ 2 mm na estação seca, com maior dispersão na estação chuvosa. O aumento de Qs com P era de alguma forma esperado, porém essa relação clara só se destacou com as relações em escala log (log Qs vs log P) (Figura 17b, c). Foram observados padrões semelhantes nas demais bacias (Apêndice B3). Nas demais bacias a forma de dispersão foi um pouco diferente, por exemplo a bacia Q2 apresentou uma continuidade mais bem definida ao longo da amostragem (Figura 17c). Da mesma forma, notou-se uma faixa de limiar de P dos eventos em todas as bacias, entre cerca de 5 à 10 mm, abaixo do qual Qs do evento variou pouco, em torno de 0,1 mm.

Figura 17 - Dispersão entre escoamento direto total do evento Q_s (mm) e precipitação total do evento P (mm) (a) na escala linear para a bacia PO; e (b,c) na escala log para PO e Q2; estação chuvosa (círculos cinzas) e estação seca (círculos pretos).

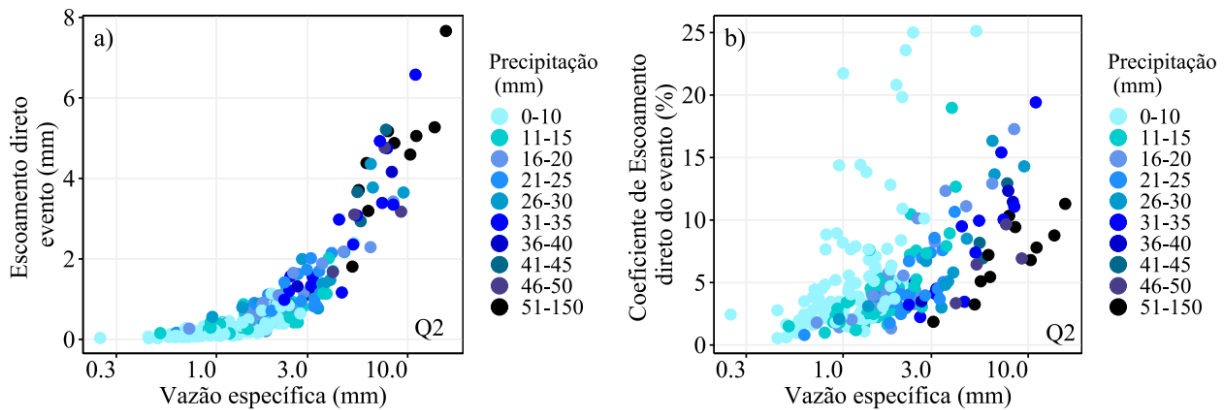


Este limiar de P no evento para resposta em Q_s também foi observado em duas bacias com clima mediterrâneo. Na bacia da Corbeira no noroeste da Espanha (16 km^2), Rodríguez-Blanco, Taboada-Castro e Taboada-Castro (2012) relataram $Q_s < 0,25 \text{ mm}$ para um pequeno evento $P < 15 \text{ mm}$, o que é semelhante aos resultados deste estudo. Latron *et al.*, (2008) relataram valores semelhantes na bacia Cal Rodo, com um limiar de evento $P < 20 \text{ mm}$ limitando Q_s . Esses dois autores defenderam a existência de uma relação linear significativa Q_s - P acima do limiar, que não foi bem definida neste estudo. Em uma pequena bacia de floresta tropical na Malásia (32 ha), Noguchi, Nik e Tani (2005) relataram Q_s limitando $< 2 \text{ mm}$ para evento $P < 30 \text{ mm}$, e acima do limiar uma relação linear ($Q_s = P - 30$).

Até agora, foram identificadas relações de Q_s com P em toda a escala da bacia, mas sob grande dispersão e não linearidade. Também foi possível identificar outros controles que contribuem para essa variação para explicar a variabilidade de Q_s e, eventualmente, quantificar as respostas para cada bacia de forma mais simples.

A importância de conhecer Q_s está em sua proporção com Q_e , que leva a fenômenos de inundação em casos extremos. As medições deste estudo mostraram claramente tais relações sem ambiguidade, por exemplo, na bacia Q2 para Q_s - Q_e do evento (Figura 12a). Em contraste, o coeficiente de escoamento direto do evento $SC_e (=Q_s/P)$, que é intrinsecamente controlado pela variação da precipitação, no caso deste estudo, dispersou consideravelmente a resposta, com um claro deslocamento das classes de P pelo campo de dispersão (Figura 18b).

Figura 18 – a) dispersão entre escoamento direto total do evento (Q_s mm) e vazão específica total do evento (Q_e mm); b) dispersão entre coeficiente de escoamento direto do evento ($=Q_s/P \cdot 100\%$) e vazão específica (Q_e mm); ambos para bacia Q2, com coloração em função da precipitação do evento.



Desde o excesso de infiltração em microescala até a geração de escoamento em escala de bacia, vários controles locais podem afetar Q_s , associado ao solo, vegetação, geologia e características do terreno da bacia. As condições do solo incluem propriedades físicas, como porosidade, que limita os volumes de armazenamento e pode controlar o atraso do pulso hidrológico, e a condutividade hidráulica, que controla o excesso de infiltração, percolação do solo para o aquífero raso e escoamento lateral subsuperficial. Como resultado desses processos e da evapotranspiração, a umidade do solo e o nível do aquífero parecem ser variáveis condicionantes de Q_s , que será discutido na próxima seção.

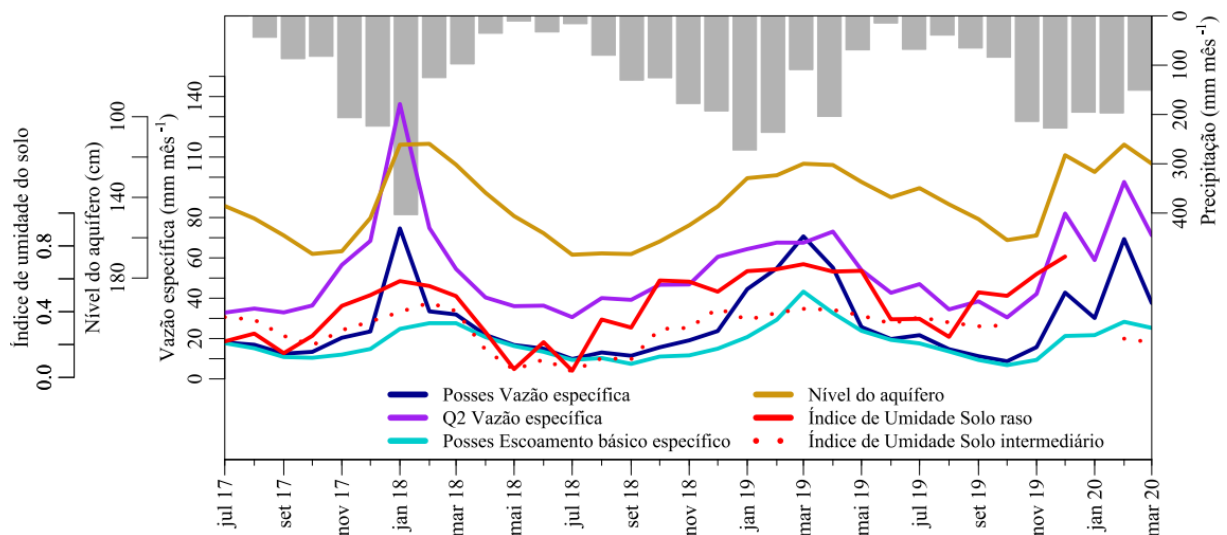
4.1.5 Dependência do escoamento direto na umidade do solo e profundidade do aquífero

Para analisar o efeito da umidade do solo (aqui representada por SWI) e do nível do aquífero (NA), foi mostrada sua variação temporal juntamente com Q_e e o escoamento básico Q_b . Em escala mensal, o SWI raso (linha vermelha-Figura 19) na amplitude anual variou de 0,15 a 0,65 nas estações seca e chuvosa, respectivamente, ou seja, o pico na estação chuvosa foi de cerca de 65% da capacidade de campo e 15% da capacidade de campo no mínimo na estação seca. Foi observada que SWI raso iniciou a recuperação em setembro, cerca de 3 meses antes de Q_e na transição da estação seca-chuvosa. Além disso, SWI raso atingiu o pico anualmente em sincronia com Q_e entre janeiro e fevereiro, mas permaneceu alto por vários meses e iniciou a depleção atrasada de Q_e em 2 meses na transição da estação chuvosa-seca. O mesmo comportamento foi notado para o SWI intermediário (linha vermelha pontilhada-Figura 19), porém com respostas menos marcantes.

Para a variação do NA (linha marrom-Figura 19) notou-se uma amplitude anual de 60 cm, variando de 110 cm a 170 cm, e foi defasada após Qe. No início da curva de ascensão de Qe (transição estação seca-chuvosa), o NA respondeu cerca de dois meses depois; e na fase de recessão hidrológica, a defasagem foi de aproximadamente um mês após o início da depleção de Qe. A variabilidade do Qb mensal (linha azul claro-Figura 19) foi bem sincronizada com NA, o que é particularmente interessante, porque a água subterrânea é a fonte primária do escoamento básico. No entanto, as estimativas em escala espacial são diferentes, o Qb é uma medida espacialmente integrada sobre a bacia, e o NA é medido pontualmente em microescala na faixa ripária, um pouco a jusante da cabeceira do canal principal (Figura 10b). Tal acordo faseado parece ser útil para caracterizar os compartimentos hídricos e fluxos hidrológicos da bacia.

Em resumo, até agora, as medições de SWI, NA e Qb mostraram que tanto o solo quanto o aquífero têm características robustas de compartimentos funcionais de recarga/descarga de água. Além disso, através de Qb, a dinâmica das águas subterrâneas dominou a geração de vazões durante todo o ano e principalmente durante a recessão hidrológica anual.

Figura 19 - Relação entre precipitação (mm mês^{-1}), vazão específica (mm mês^{-1}) para o PO para Q2, escoamento básico específico (mm mês^{-1}) para o PO, nível do aquífero (cm) e Índice de umidade do solo raso e intermediário para o PO no período de julho de 2017 a abril de 2020.



A dispersão da relação entre Q_s e SWI em escala de evento na bacia PO mostrou um limiar abaixo do qual Q_s é muito limitado, estimado para o SWI raso em $\approx 57\%$ (Figura 20a). Este padrão é repetido no SWI Intermediário (Figura 20b), embora relativamente baixo no SWI em $\approx 22\%$. Isso pode ser explicado pelo fato de que como a capacidade de infiltração tende a diminuir com o aumento da umidade do solo nas camadas superficiais, o escoamento pluvial será gerado mais rapidamente.

O mesmo padrão de dispersão com limiares limitantes de SWI a Q_s foi encontrado nas demais bacias (Apêndice B4), que também foram maiores no SWI raso e menores no intermediário: SWI raso $\approx 45\%$, 52% , 52% e 56% em Q3, Q1, Q4 e Q2 e para o SWI intermediário de $\approx 19\%$, 24% , 25% e 27% em Q3, Q4, Q2 e Q1, respectivamente. Geralmente, mas especialmente no SWI raso, o evento Q_s mais expressivo se manifesta apenas sob condições acima do limiar. Além disso, embora eventos de Q_s baixos também tenham ocorrido acima do limiar, eles foram, no entanto, altamente limitados a eventos de P.

A zona com maior variação temporal de SWI foi identificada em profundidades de até 30 cm, que foi definida como a camada SWI rasa devido ao adensamento do sistema radicular e perdas por ET. Além disso, nesta profundidade, o SWI controla diretamente o excesso de infiltração ou saturação que pode gerar escoamento durante eventos de precipitação. Sob SWI acima do limiar, a dispersão é relativamente alta, sem relação clara entre as variáveis.

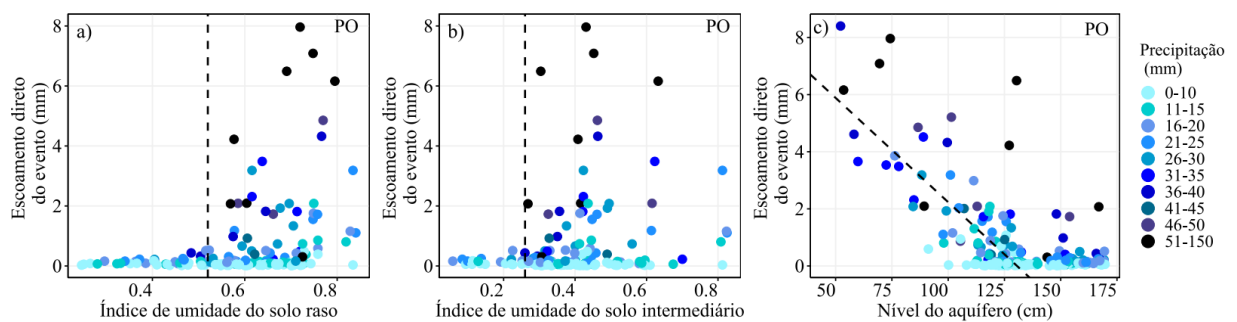
Além disso, a relação de dispersão de eventos Q_s com NA também sugeriu um limiar de ≈ 135 cm de profundidade (Figura 20c), além do qual Q_s é muito modesto e limitado a uma estreita faixa de variação de geralmente < 2 mm por evento. Abaixo do limiar, observou-se uma variação linear em que Q_s cai com NA, diferentemente da dependência com SWI. O mesmo padrão de limiares limitantes de NA foi encontrado nas demais bacias (Apêndice B5), com valores variando de 135 a 145 cm de profundidade.

Embora as bacias tenham áreas e características diferentes, foi encontrado um padrão semelhante de resposta de Q_s a SWI e NA em limiares relativamente próximos uns dos outros, sugerindo alguma reprodução de respostas em escalas nesta região de estudo.

Para comparação, Rodríguez-Blanco, Taboada-Castro e Taboada-Castro (2012) também analisando eventos relataram como Q respondeu à quantidade de P em uma pequena bacia úmida do Mediterrâneo, embora Q estivesse muito restrito às condições de umidade inicial indiretamente deduzidas do escoamento básico e da precipitação acumulada antecedente. Alguns outros autores relataram limiares semelhantes de SWI em estudos isolados conduzidos em pequenas bacias com climas diferentes. No teor de água do solo (%), na floresta temperada da Geórgia, EUA, Peters, Freer e Aulenbach (2003) encontraram uma

relação linear com umidade do solo $>37\%$; na Austrália, Western e Grayson (1998) encontraram um limiar de 44% nos primeiros 30 cm de profundidade com geração de escoamento direto; e na Itália, Penna *et al.*, (2011) encontraram um limiar de $\approx 45\%$ até 30 cm de profundidade de condicionamento necessária para que Q e NA aumentassem significativamente.

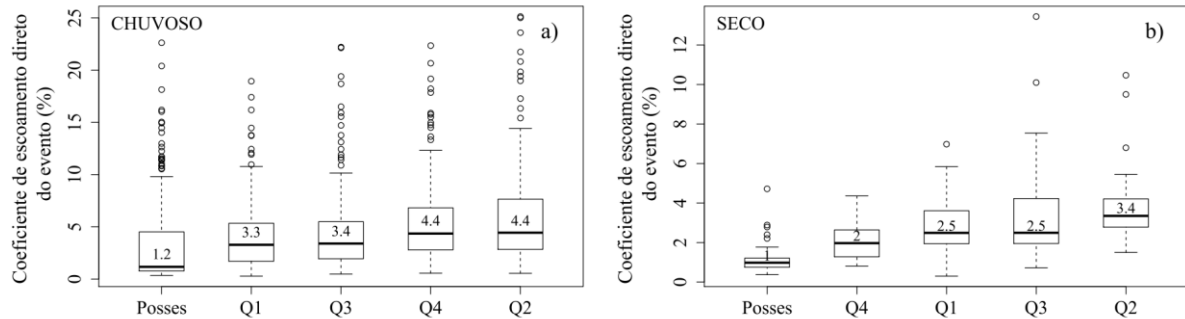
Figura 20 -Relação entre escoamento direto (mm evento^{-1}) e (a) índice de umidade de solo raso, e (b) índice de umidade de solo intermediário para o PO; c) Relação entre escoamento direto em função do nível do aquífero (cm); ambos com coloração em função da precipitação total do evento para PO.



4.1.6 Coeficiente de escoamento direto para escala de evento (SCe)

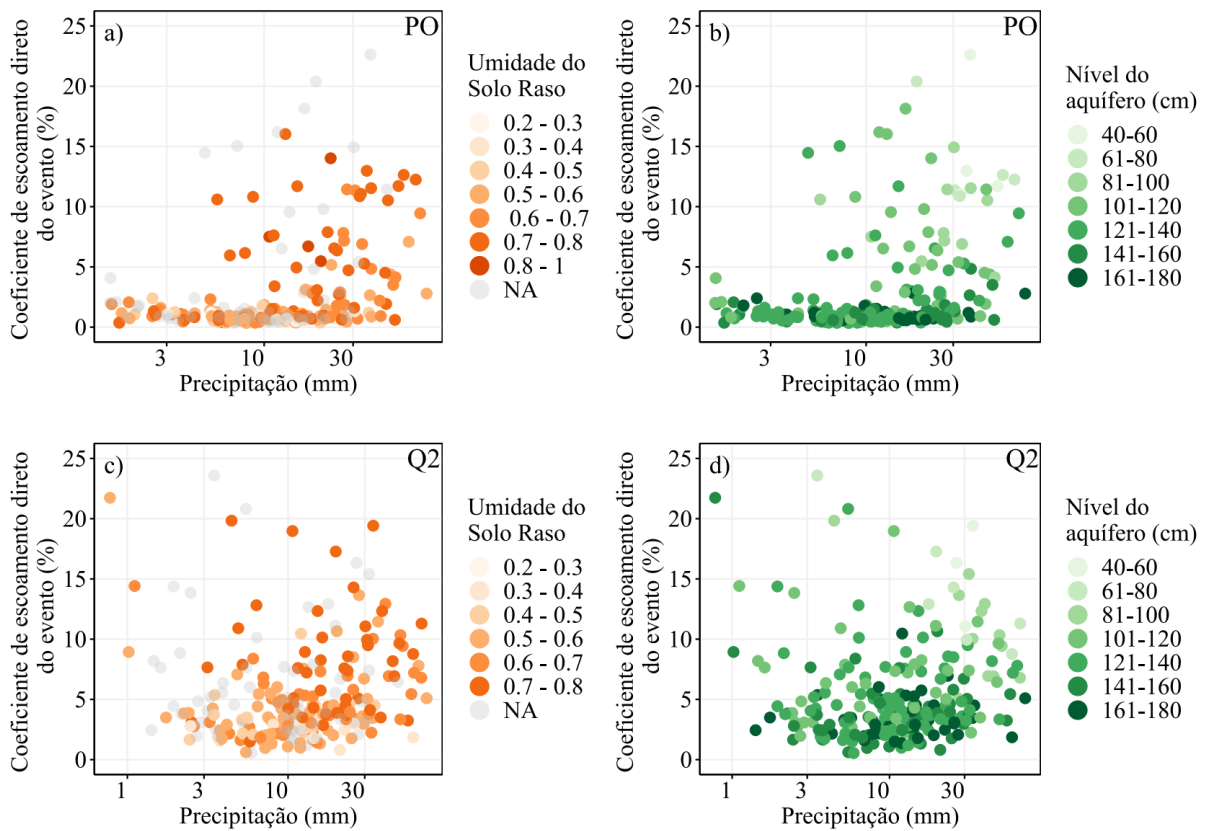
Foi estimado o coeficiente de escoamento direto para evento (SCe), tomando as variáveis Qs e P em base de evento ($SCe = Qs \text{ total do evento (mm)} / P \text{ total do evento (mm)}$). O SCe apresentou grande variância no conjunto amostral, com mediana maior no período chuvoso, variando de 1,2 a 4,4% entre as bacias, e menor no período seco, variando de 1,0 a 3,4%; ou seja, o critério da mediana SCe mostrou uma diferença sazonal mínima por bacia, e a diferença entre bacias por estação foi modesta em $< 3\%$ (Figura 21). A diferença sazonal mais notável no SCe ocorreu acima do quartil de 75% e nos outliers, com muitos eventos $> 10\%$ na estação chuvosa, chegando a 25%. Na estação seca, o SCe foi $< 10\%$ em geral. Essa discrepância entre valores médios baixos e muito altos nos percentis superiores decorre de uma distribuição estatística com forte assimetria positiva (Apêndice B6 e B7). Curiosamente, altos outliers ocorreram em todas as bacias em geral.

Figura 21 -Boxplot do coeficiente do escoamento direto por evento S_{Ce} (%) em todas as bacias, sendo (a) estação chuvosa, e (b) estação seca. Números dentro dos boxplot são a mediana de S_{Ce}, para (a) 1,2, 3,3, 3,4, 4,4, e 4,4; e para (b) 1, 2, 2,5, 2,5, 3,4. Note a diferença de escala no eixo y entre as figuras.



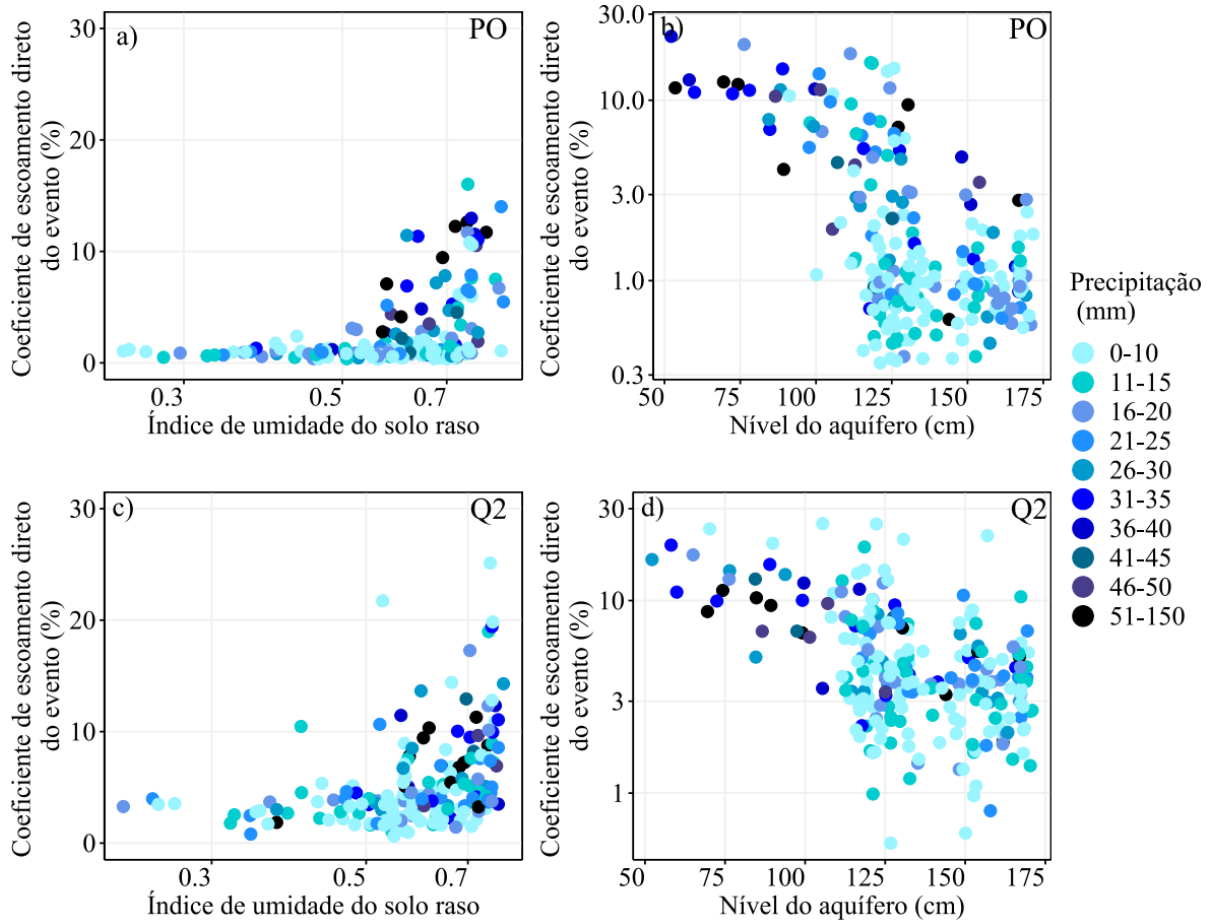
Com a grande variância de S_{Ce}, com as diferentes características de bacia e com contornos de SWI e NA nos eventos hidrometeorológicos, a questão interessante que surge é: como prever Q_s para um volume específico de precipitação? Para responder a esta pergunta, foi analisada a dispersão de S_{Ce} com P, classificada por faixas de SWI ou NA (Figura 22). Por exemplo, na bacia PO (Figura 22a, b), a dispersão foi muito alta, sem evidência de uma relação clara. Neste caso, no entanto, em escala log de P, houve um limiar de $P \approx 5$ mm, abaixo do qual o S_{Ce} foi limitado a $< 3\%$. Em contraste, acima desse limiar, não está claro como a distribuição de SWI ou NA pode influenciar a distribuição. Já para o exemplo da bacia Q2 (Figura 22c, d), não havia limiar definido para P (nem em escala log de P), e a dispersão pareceu ainda mais difundida.

Figura 22 - Dispersão de coeficiente de escoamento direto do evento (SCe) (%) com precipitação total do evento (mm) (em escala log), com coloração em função da umidade do solo raso para PO (a) e Q2 (c), e, em função do nível do aquífero para PO (b) e Q2 (d).



De outra perspectiva, a dispersão de SCe com SWI raso (Figura 23a, c) também não sugeriu uma relação clara, mas indicou limiares que limitaram SCe, que foi $\approx 0,6$ para ambas as bacias Q2 e PO, limitando o SCe a $< 3\%$ aproximadamente. Em contraste, esse padrão limitante também apareceu na dispersão com NA, embora estabelecendo um limite superior para SCe (Figura 23b, d): para NA < 125 cm, SCe $> 5\%$ aproximadamente, enquanto SCe diminuiu com NA abaixo desse limite, mas sob grande dispersão. Apesar desses limiares aparecerem mesmo em escala absoluta, optou-se por mostrar SWI (eixo x Figura 23 a,c) e SCe (eixo y Figura 23 b,c) em escala log para melhor enfatizar os limiares.

Figura 23 - Dispersão do coeficiente de escoamento direto do evento (SCe) (%) com índice de umidade do solo raso (SWI) para (a) PO e (c) Q2 (para ambos SWI em log); e com o nível do aquífero para (b) PO (d) Q2 (ambos SCe em escala log). Todas as figuras com coloração em função da precipitação total por evento.



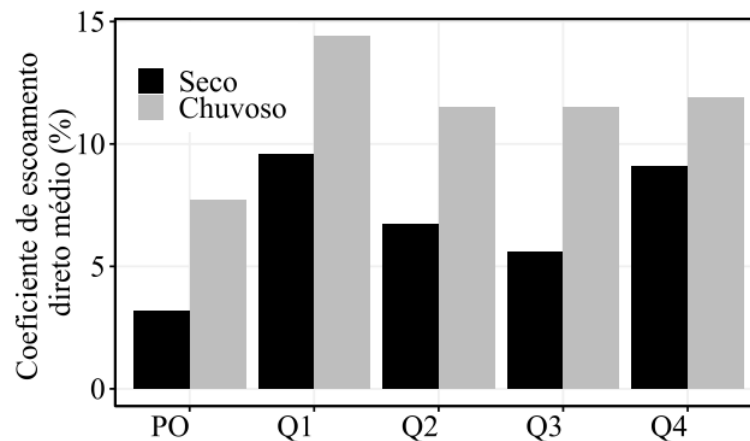
4.1.7 Coeficiente de escoamento direto médio (SC) usando dupla-massa

O coeficiente de escoamento direto médio (SC) usando dupla-massa (ver 3.2.2 e 3.3) foi avaliado para melhor discernir as diferenças na resposta hidrológica do escoamento direto entre as bacias, os efeitos da sazonalidade e possíveis influências de contorno, como umidade do solo, com um índice que integra esses possíveis controles em maior profundidade (HELLEBRAND *et al.* 2008).

As estimativas de SC sob condições de solo mais seco variaram de 3,2 a 9,6%, geralmente abaixo das condições de solo mais úmido por bacia, variando de 7,7 a 15,4% (Figura 24 e Apêndice B8). A amplitude de variação do SC foi muito superior às medianas do SCe, em aproximadamente 4 a 7 vezes, dependendo da bacia. A diferença sistemática em SC sob as duas condições de SM foi aproximadamente duas vezes, indicando a influência do aumento de SM no aumento de SC. Entre as bacias, o SC do PO foi sempre o mais baixo,

conforme observado nas medianas do S_Ce. As estimativas de S_C foram próximas nas demais bacias, principalmente em condições mais úmidas, exceto na bacia Q1, que se destacou um pouco acima das demais.

Figura 24 - Coeficiente de escoamento direto médio (S_C %) calculado com a curva de dupla-massa (Q_s-P), sob duas condições de umidade do solo: seco (barra preta), e úmido (barra cinza), de acordo com os valores indicados pelos limiares de umidade do solo de cada bacia (PO, Q1, Q2, Q3, e Q4, respectivamente).



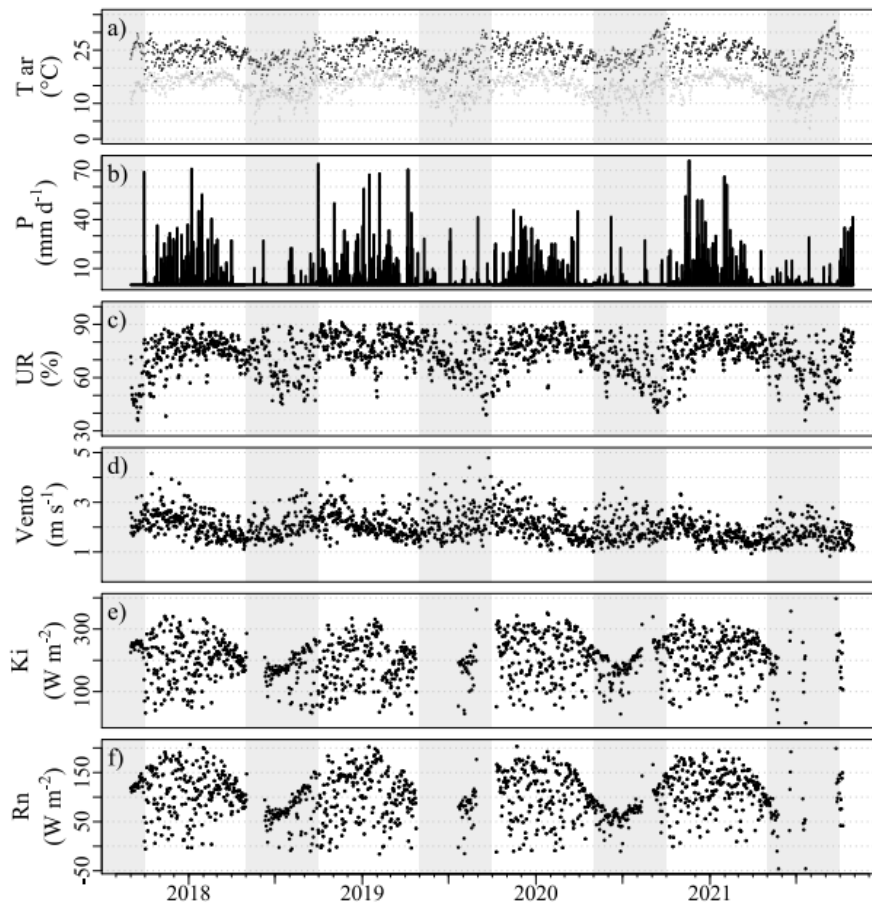
4.2 ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO COM MÉTODOS MICROMETEOROLÓGICOS E DE BALANÇO DE ÁGUA

4.2.1 Variabilidade meteorológica

A região tem uma estação climatológica seca entre maio e setembro (sombreada na Figura 25) e precipitação média de 1500 mm ano⁻¹. A temperatura média anual foi de 18,4°C, com as temperaturas máximas e mínimas diárias variando predominantemente entre ≈13°C e 27°C para estação chuvosa e de ≈7 °C a 25°C na estação seca (Figura 25a). A umidade relativa média diária variou sazonalmente de cerca de 55% (estação seca) a 85% (estação chuvosa) (Figura 25c). A velocidade do vento a 2 m de altura foi a mais alta entre setembro e outubro (Figura 25d) de acordo com dois modos de circulação típicos: os mais fracos de nordeste geralmente da manhã ao meio da tarde e os mais fortes de sudeste do meio da tarde à noite (MARTIN *et al.*, 2018). A irradiância solar global incidente foi fortemente afetada pelos solstícios e pela variabilidade da cobertura de nuvens intra-sazonal, com máximos diários

variando de 220 a 350 W m^{-2} nas estações úmidas/secas, respectivamente (Figura 25e), e controlou o saldo de radiação (Figura 25f) com forte correlação (Apêndice C1).

Figura 25 - Medidas de campo em escala diária de: (a) temperatura máxima e mínima ($^{\circ}\text{C}$), (b) precipitação (mm dia^{-1}), (c) umidade relativa média (%), (d) velocidade do vento (m s^{-1}), (e) irradiância solar incidente (Wm^{-2}), (f) saldo de radiação (Wm^{-2}). A estação seca climatológica está em cinza (maio a setembro).



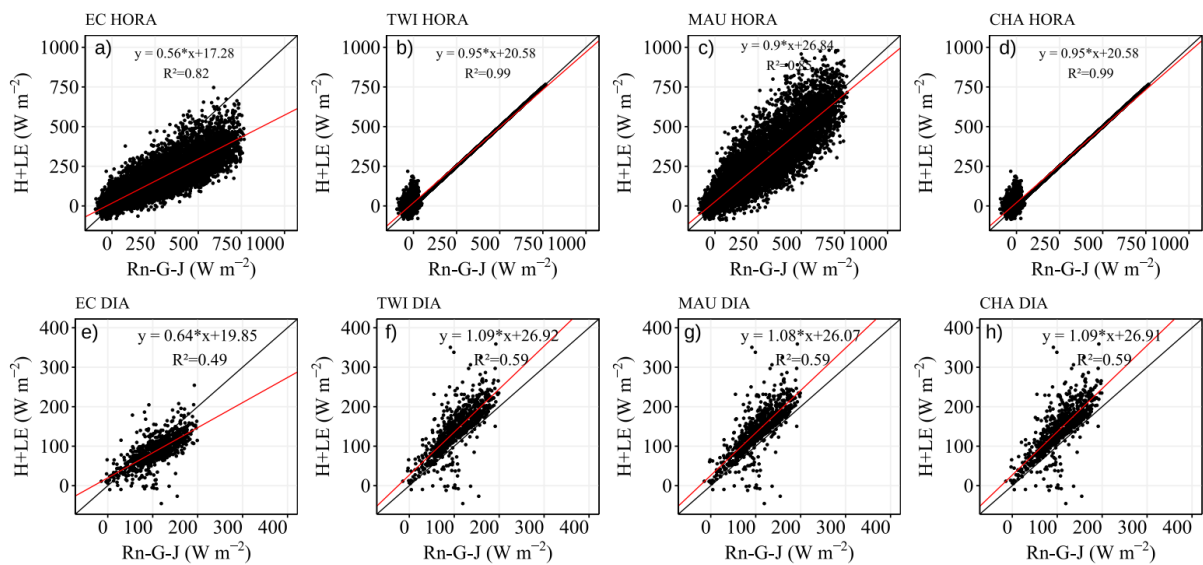
4.2.2 Fechamento do balanço de energia

O fechamento do balanço de energia foi avaliado através da comparação da soma do fluxo de calor sensível (H) e o fluxo de calor latente (LE) com a energia disponível obtida pela diferença entre o saldo de radiação (Rn), o fluxo de calor no solo (G) e a variação de armazenamento de calor na coluna de ar (J) ($Rn-G-J = H+LE$). Com ajustes lineares de medidas horárias, o fechamento obtido para o método EC foi de 56% (Figura 20a), resultado tipicamente baixo, que foi considerado insatisfatório.

Mauder, Foken e Cuxart (2020) descreveram um conjunto abrangente de possíveis fontes de erro no fechamento do balanço de energia, que geralmente alcançam de 60% a 95%

do balanço, e que são: erros instrumentais (o fluxo de calor do solo e a incompatibilidade de radiação líquida com o *footprint* do fluxo turbulento, e erros sistemáticos de medidas de velocidade e umidade do vento de resposta rápida), erros de processamento de dados, termos de contribuição negligenciados (armazenamentos de calor do dossel e energia bioquímica) e os processos de transporte de sub-mesoescala. Entre essas fontes, acredita-se que a última provavelmente seja importante para o local de estudo, devido à topografia íngreme e à existência de circulações secundárias vale-montanha (MARTIN *et al.*, 2018). Isso era de alguma forma esperado e que motivou a tentar melhorar os fluxos turbulentos H e LE por comparação com os métodos de correção TWI, CHA e MAU, e com BR, PM e WBM.

Figura 26 - Soma das médias horárias de fluxo de calor latente (LE) e fluxo de calor sensível (H) versus energia disponível (saldo de radiação (Rn) – fluxo de calor no solo (G) – variação no armazenamento de calor (J)). Todos em $W m^{-2}$ para os métodos: (a,e) EC; (b,f) TWI; (c,g) MAU; (d,h) CHA. Na linha superior em escala horária, na linha inferior em escala diária.



Como esperado, o fechamento em escala horária dos métodos TWI e CHA chegou perto de 100% nas condições de energia disponível positiva, característica dos períodos diurnos (Figura 26b, d). Com energia disponível negativa, geralmente à noite, não foram aplicadas as correções TWI e CHA, que mantiveram a dispersão das medidas de EC, mas que, no entanto, envolveram quantidades comparativamente pequenas de energia em comparação com as correções diurnas. O fechamento em escala horária com o método MAU foi de 90% e, portanto, também bastante satisfatório (MAUDER; FOKEN; CUXART, 2020), mesmo se caracterizado por pronunciada dispersão em torno da regressão ajustada, devido à

variabilidade horária intradiária, que ocorre em relação ao critério de correção média diária que foi utilizado (Figura 26c).

Os totais diários usados para correção horária dos 3 métodos mostraram fechamentos muito próximos entre si, variando de $\approx 108\%$ a 110% (Figura 26f, g, h), daí uma notável melhora em relação ao fechamento de 56% EC (Figura 26e). Notou-se que os totais diários superestimaram ligeiramente o fechamento, provavelmente associado à falta de correção horária noturna.

As estimativas LE e H usando o método EC e as correções (CHA, MAU e TWI) foram comparadas com o método BR, uma estimativa de campo independente e direta, que por princípio, fecha o balanço de energia, portanto, oportuno para ajudar a resolver a questão da falta de fechamento (Apêndice C2).

Os métodos EC e CHA foram os que mais subestimaram o LE do BR, em -33% e -23% , respectivamente. Da mesma forma, o fluxo de H do método EC também subestimou muito o BR ($\approx -49\%$), enquanto o método CHA superestimou o BR com uma diferença de $+30\%$. A falta de fechamento que foi identificada mostrou que, pelo menos em relação ao BR, a redução não foi predominante em apenas um tipo de fluxo (H ou LE), mas provavelmente distribuída entre eles. As correções TWI e MAU mostraram uma comparação muito semelhante entre si, ao superestimar LE de BR em $+12\%$ e $+8\%$, enquanto subestimaram H de BR em -15% e -18% , respectivamente.

Em resumo, as comparações com o método BR mostraram que o CHA tendeu a aumentar muito o fluxo de H e subestimar o LE, enquanto as correções TWI e MAU tenderam marcadamente a elevar o LE em detrimento do H, embora este último tenha apresentado um incremento considerável.

4.2.3 Partição de energia e sazonalidade dos fluxos H e LE

As séries horárias de fluxos de campo (EC e BR), correções de fechamento (TWI, MAU e CHA) e PM foram preenchidas através de um modelo linear simples dos fluxos horários (H ou LE) dependentes da energia disponível ($R_n - G - J$) para cada método (EC, BR, TWI, MAU, CHA e PM) (Apêndice C3). Isso foi realizado com o objetivo de melhor avaliar a sazonalidade dos fluxos H e LE e estimar a média anual, evitando vieses devido à maior ou menor quantidade de dados em meses específicos do ano de acordo com o método, e eventualmente para comparar as estimativas micrometeorológicas de forma mais equilibrada com as estimativas integradas anual/mensal do WBM.

O modelo ajustado mostrou um desempenho razoável, provavelmente devido ao efeito de uma sazonalidade pronunciada da energia radiativa, pequena variação no índice de área foliar ao redor do ano (não mostrado), e alta dependência entre o saldo de radiação com a umidade relativa e a velocidade do vento em uma base sazonal (Figura 25).

Para todos os métodos testados, a linearidade de LE ou H com $R_n - G - J$ foi estatisticamente significativa (p-valor $< 0,01$, Apêndice C3). Em uma avaliação simples baseada no coeficiente de inclinação, o percentual de energia disponível atribuído ao LE foi baixo no EC (33%) e CHA (38%), e, para os demais métodos, foram muito próximos entre si, com TWI, MAU e BR variando de 54% a 57%. A partição de energia para o fluxo H foi a menor no EC (23%), seguida por TWI, MAU e BR (36%, 38% e 43%), e a maior no CHA (57%).

Foi obtido um padrão de variação sazonal bem definido e discriminado entre os métodos da série temporal preenchida com o modelo estatístico. Quanto aos métodos TWI e MAU, a sazonalidade de ET esteve visivelmente atrelada à energia radiativa, com mínimos no inverno e máximos no verão (Figura 27a). A ET foi mínima em julho e, durante ≈ 5 meses de agosto a dezembro, atingiu lentamente o fluxo mais alto em fevereiro de cerca de 4 mm dia^{-1} . Para o fluxo de H (Figura 27b), a sazonalidade foi assimétrica e mostrou diferenças marcantes para ET. Para os métodos TWI e MAU, o termo H é quase constante durante aproximadamente cinco meses na estação chuvosa (dezembro a abril). Depois disso, H cai lentamente até atingir seu mínimo em meados de julho, atingindo rapidamente seus máximos em menos de dois meses até setembro.

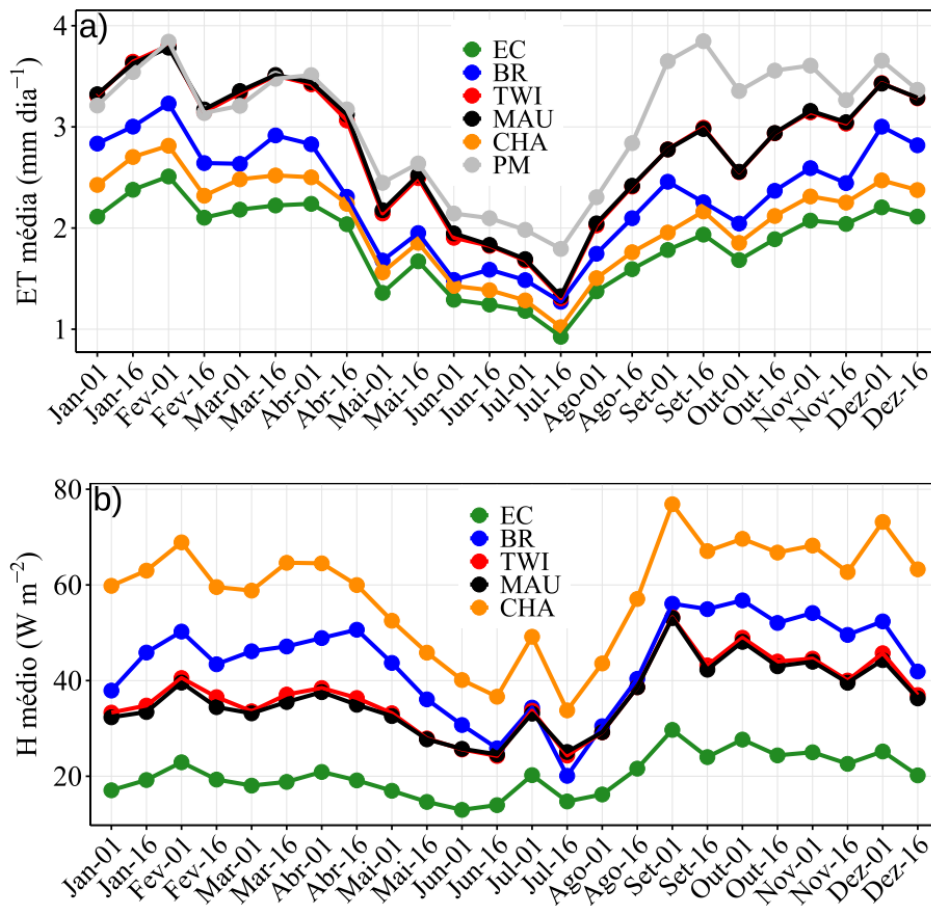
Curiosamente, para as estimativas de TWI e MAU, de janeiro a abril, a ET foi semelhante à de PM, e de junho a agosto semelhante à de BR. Especialmente no que diz respeito à comparação com PM, provavelmente parece existir um segundo controle, além da energia disponível, que o modelo estatístico negligenciou. Sugere-se que esse controle pode estar intimamente relacionado à umidade do solo, cuja variação será discutida na próxima seção (4.2.4) e seu papel na evapotranspiração. Em todos os métodos, observou-se um fluxo máximo de H no início de setembro, concomitante com a umidade mínima anual do solo, o que sugere como isso pode influenciar consideravelmente a sazonalidade de H e, em geral, a partição de energia.

A ET obtida pelo método EC foi a menor entre todos os métodos testados, seguido respectivamente por CHA e BR. Da mesma forma, as estimativas de TWI e MAU foram altas e muito próximas entre si (Figura 27a), o que corrobora integralmente a comparação anterior. A maior ET foi obtida pelo método PM, consistente com a premissa de expressar a ET

potencial. Para o fluxo H, o método EC produziu a estimativa mais baixa, em grande parte devido ao seu baixo fechamento, seguido por TWI e MAU, que foram muito próximos um do outro, e depois BR, respectivamente, e finalmente CHA com a estimativa mais alta (Figura 27b).

A amplitude anual da ET foi bem-marcada em todos os métodos, mas com diferenças entre eles (Figura 27a). Por exemplo, a menor amplitude foi $\approx 1,5 \text{ mm dia}^{-1}$ do EC (variação de 0,9 a $2,4 \text{ mm dia}^{-1}$) e a maior foi $\approx 2,4 \text{ mm dia}^{-1}$ do TWI e MAU (variação de 1,4 a $3,8 \text{ mm dia}^{-1}$), o que reflete o peso da correção do fechamento no LE por esses métodos. Da mesma forma, a amplitude anual de H (Figura 27b) foi a menor $\approx 15 \text{ W m}^{-2}$ usando EC (de 15 a 30 W m^{-2} de variação), e a mais alta $\approx 40 \text{ W m}^{-2}$ usando CHA (de 35 a 75 W m^{-2} de variação), que também resulta de como o último método atribuiu mais energia a H.

Figura 27 - Média de 15 dias de: (a) estimativas de evapotranspiração ET (em mm dia^{-1}), e (b) estimativas de fluxo de calor sensível H (W m^{-2}), para os métodos micrometeorológicos: EC, CHA, BR, TWI, MAU e PM.

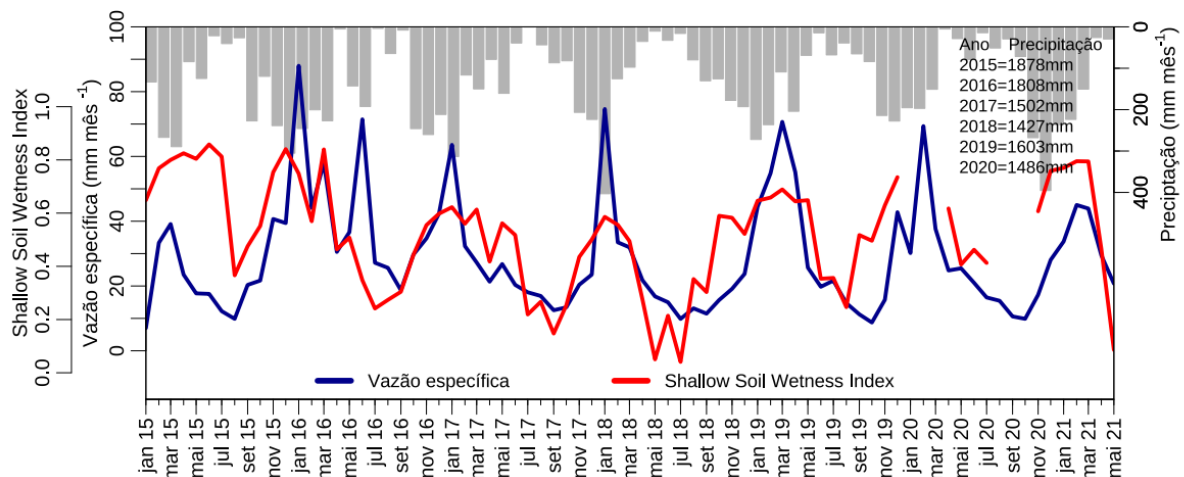


4.2.4 Balanço de água

Para melhor entender o balanço de água e sua relação com o balanço energético superficial, a Figura 28 apresenta a variação da precipitação mensal (P), vazão específica (Qe) e umidade do solo (SM). Nota-se que P atingiu o pico na estação chuvosa entre ≈ 250 e 400 mm mês^{-1} , e que Qe atingiu o pico entre janeiro e março, dependendo do ano. No verão de todos os anos de 2015 a 2018, Qe e P atingiram o pico praticamente simultaneamente, com Qe atrasado por aproximadamente 2 meses para os anos restantes, de 2019 a 2021. Anteriormente, na seção 4.1 foi discutido como Qe atingiu o pico de forma idêntica para todas as bacias estudadas e, além disso, como houve limiares notáveis de SM e nível do aquífero condicionando a geração de escoamento direto em todas as bacias, o que impactou a fase de vazão mensal. Em 2018 e 2019, por exemplo, houve uma defasagem visível entre SM e Qe, com SM mínimo em agosto (Figura 28), seguido de uma rápida recuperação com início das precipitações em setembro, aproximadamente 3 meses antes da recuperação de Qe.

Por sua vez, um resultado provável do escoamento direto modesto é como a precipitação está prestes a ser direcionada principalmente para a infiltração e armazenamento de umidade do solo, especialmente na transição da estação seca para a chuvosa, o que consequentemente ajuda a aumentar o LE e reduzir o H. Essa resposta rápida de SM em relação a precipitação e uma estacionariedade firme durante a estação chuvosa podem explicar parcialmente o padrão sazonal dos fluxos de energia LE e H, como mostrado na Figura 27.

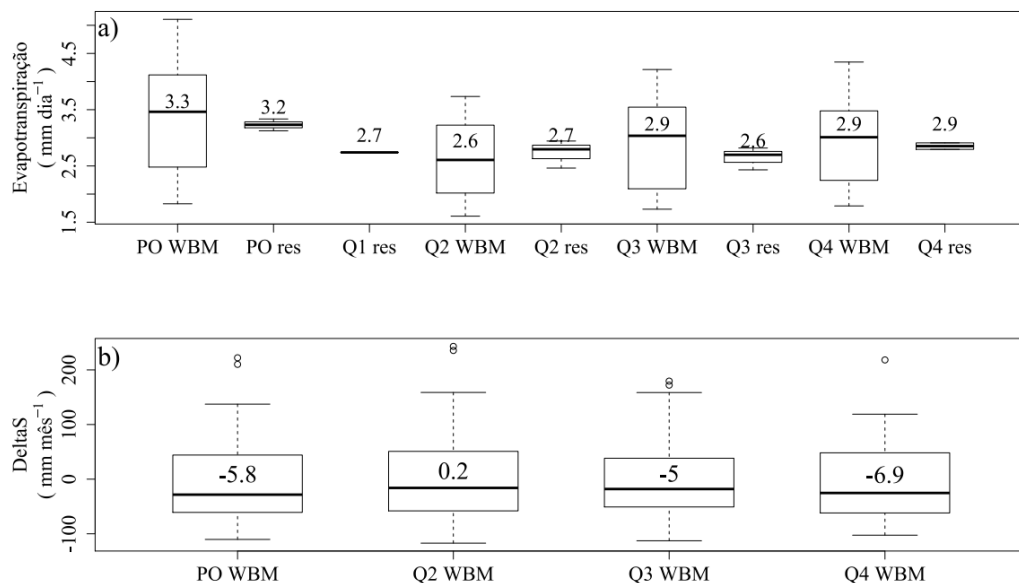
Figura 28 - Evolução temporal mensal de precipitação ($\text{mm m\text{e}s}^{-1}$), vazão específica ($\text{mm m\text{e}s}^{-1}$) (linha azul), e índice de umidade do solo raso (SWI raso) (linha vermelha) para a bacia do Posses (PO) de janeiro de 2015 a abril de 2021.



Para avaliar a ET média anual de cada bacia, foram utilizadas as estimativas da série temporal de ET mensal calculada com o WBM (exceto para Q1, onde a disponibilidade de dados não foi suficiente para prover a calibração do modelo) e comparada com a ET estimada de forma simples como resíduo do saldo anual ($ET = P - Q$). De acordo com o WBM, a maior ET média foi de $3,3 \text{ mm dia}^{-1}$ para a bacia PO e a menor $2,6$, $2,9$ e $2,9 \text{ mm dia}^{-1}$ para as bacias Q2, Q3 e Q4, mostrando assim como as sub-bacias estavam próximas entre si e diferentes do PO. A ET residual média ficou geralmente abaixo da ET do modelo, exceto para a bacia Q2, onde foi um pouco maior. Essas diferenças resultaram do cálculo da variação de armazenamento, que na média anual foi negativa, entre $-5,0$ e -7 mm mês^{-1} (exceto sendo ligeiramente positiva para Q2 de $+0,2 \text{ mm mês}^{-1}$) (Figura 29b).

Isso significa como a depleção do armazenamento de água (SM e águas subterrâneas) resultou de vários anos com chuvas abaixo da média (2015 a 2021 - Figura 28). A propósito, Domingues e da Rocha (2022) mostraram como a bacia do rio Jaguari, do qual o Ribeirão das Posses é um afluente, passou por secas meteorológicas seriadas históricas entre 2013 e 2021, levando à redução da baixa vazão e diretamente associada à diminuição acentuada do armazenamento de água e da recarga do aquífero entre 2018 e 2021.

Figura 29 - Boxplot de: (a) evapotranspiração mensal (em mm dia^{-1}) estimadas pelo WBM e média anual de evapotranspiração calculada como resíduo ($=P-Q$) (identificado como 'res'), para todas as bacias; (b) variação do armazenamento de água mensal (em mm mês^{-1}) estimados pelo WBM para todas as bacias. Números dentro dos boxplot são os valores médios.



A ET média anual foi comparada entre todos os métodos micrometeorológicos e com o WBM de acordo com o modelo hidrológico por bacia (Figura 30, Tabela 3). A ET variou notavelmente pouco dentro do grupo de bacias Q1, Q2, Q3 e Q4 (de 2,6 a 2,9 mm dia⁻¹), que se alinhou bem com os valores de TWI e MAU de 2,8 mm dia⁻¹. Neste intervalo, as estimativas de EC (1,8 mm dia⁻¹) e CHA (2,1 mm dia⁻¹) caíram consideravelmente abaixo desse conjunto, implicando uma subestimação muito provável da ET real se extrapolado na escala da bacia. Além disso, o ET de 3,1 mm dia⁻¹ com o método PM superou todos os outros, e por ser uma referência de limiar superior associada à evapotranspiração potencial, sugere-se que as estimativas de TWI, MAU e WBM para essas bacias não ultrapassaram o valor do limite máximo teórico.

Para a bacia PO, a ET média foi a maior, de 3,3 mm dia⁻¹ (Figura 30, Tabela 3), notadamente acima dos demais métodos, como TWI e MAU, e principalmente PM, indicando provável superestimação. Foi observado que a ET elevada em PO resultou do Q medido (0,9 mm dia⁻¹) ser o mais baixo entre todos (1,4 a 1,7 mm dia⁻¹). Além disso, o coeficiente de escoamento médio anual de PO foi de 22%, ficando abaixo de todos os demais (33% a 38%) (Tabela 3).

Figura 30 - Boxplot de estimativas de evapotranspiração (mm dia⁻¹) para os métodos micrometeorológicos: EC, CHA, BR, MAU, TWI e PM, e para WBM nas bacias: Q1, Q2, Q3, Q4 e PO. Números dentro dos boxplot são os valores médios de evapotranspiração.

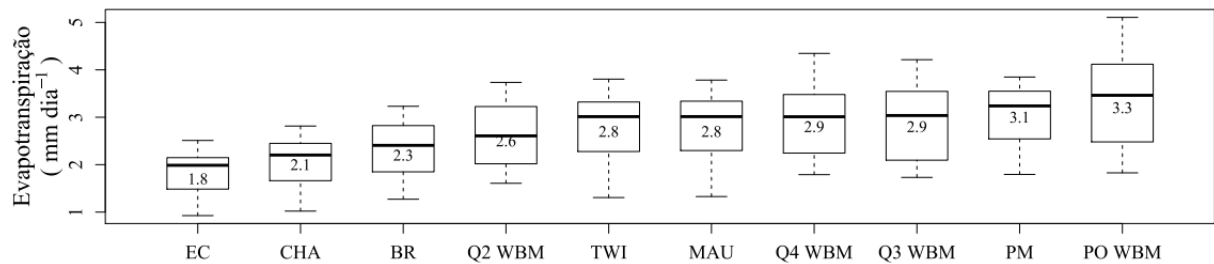


Tabela 3 – Balanço de água anual médio com: precipitação (P), vazão específica (Q) e evapotranspiração (ET) para as bacias PO, Q1, Q2, Q3, Q4, durante janeiro de 2018 a dezembro de 2020 (exceto para Q1, somente 2018).

	PO	Q1	Q2	Q3	Q4
Annual P (mm y ⁻¹)	1505	1496	1612	1526	1579
Mean P (mm dia ⁻¹)	4.1	4.1	4.4	4.2	4.3
Q (mm y ⁻¹)	326	496	614	559	538
Mean Q (mm dia ⁻¹)	0.9	1.4	1.7	1.5	1.5
RC = Qm/P (x100 %)	22	33	38	37	34
Mean ETc calculated (mm dia ⁻¹)	3.3	2.7*	2.6	2.6	2.9
EI = ETc / P (x100%)	80	67*	59	62	67

* calculado com $ET = P - Q$.

Estimou-se o índice evaporativo EI das bacias (Tabela 3), que variou desde o maior no PO de 80%, para a faixa de outras bacias, que foi relativamente estreita de 59% a 67% e notou-se que as estimativas de EI para PO e suas sub-bacias foram bem superiores aos valores estimados em escala regional próxima ao Posses. Sendo de $\approx 50\%$ para bacia também na cabeceira da Serra da Mantiqueira (MELLO *et al.*, 2019) e de 48% estimado por dois inventários de longo prazo de precipitação e vazão na Unidade Hidrológica da Mantiqueira (CERH, 1999; PERH, 2005). Esses inventários correspondem a um conjunto de bacias regionais totalizando 972 km², sendo o primeiro com $P=1950$ mm ano⁻¹ e $Q=1020$ mm ano⁻¹, assim com o ET residual mostrando EI=48%. EI estimado por esses inventários foi menor que o alcance das sub-bacias deste estudo, e derivou de uma precipitação média bem superior às deste estudo (de 1496 a 1612 mm ano⁻¹, Tabela 3), o que tendeu a reduzir a fração de ET no balanço de água simples.

Comparando PO com valores estimados para a Serra do Mar, núcleo Cunha, que foram de 39% (DONATO *et al.*, 2007) e de 28 % (TEIXEIRA *et al.*, 2021), e de 53% para Santa Virgínia (SALEMI *et al.*, 2013), nota-se também como os valores de PO e suas sub-bacias ainda foram bastante elevados.

Porém, estendendo um pouco a faixa regional de comparação de EI, como para as UGRHIs de Paraíba do Sul, Sapucaí Grande e Pardo, os valores de EI estimados foram de 67% (PERH, 2005), similares aos das sub-bacias Q1 e Q4 de PO. Estendendo ainda mais os limites geográficos para comparação, e tomando por base UGRHIs com vocação agropecuária, na região Noroeste do Estado de São Paulo, o valor estimado dessas foi na faixa de 80% (PERH, 2005), similar ao valor estimado para PO.

4.3 CONSIDERAÇÕES

Na comparação do balanço hídrico anual, a vazão Q_e foi consideravelmente menor na bacia do PO do que em 3 das 4 sub-bacias ($\approx 40\%$ menos). O coeficiente de escoamento médio seguiu essa proporção, variando de 23% a 37% entre as bacias, sendo PO com menor valor. O índice evaporativo médio EI variou do mais alto no PO de 80%, ao mais baixo de 59% a 67% em todas as outras bacias. Apesar dos resultados obtidos para PO corroborarem com estudos regionais, como mencionado nas discussões, o fato das suas sub-bacias apresentarem valores ligeiramente diferentes, nota-se que Q_e pode ter sido provavelmente subestimada para PO, e, portanto, ET e EI provavelmente superestimado. Assim, foram elaboradas algumas possibilidades.

Primeiramente foi levantada a hipótese de um erro instrumental sistemático ao medir vazão do PO, com viés de subestimação. Isso foi cuidadosamente trabalhado a fim de ser evitado, através da comparação das medidas obtidas com medição automática com as medidas da Agência Nacional de Águas feitas manualmente com uma régua linimétrica convencional durante as campanhas de campo, que combinaram consideravelmente entre si. Além disso, as medições deste estudo foram feitas automaticamente por um sistema tradicional de calha *Parshall*, que é altamente preciso para fluxos baixos e médios e que, por sua vez, geralmente responde pela maior parte do fluxo médio da bacia nessas regiões.

Uma segunda hipótese pode estar ligada a diferentes coberturas da superfície da bacia (onde maiores concentrações de floresta podem explicar maiores taxas de ET) ou diferenças de tipo de solo, ambas insuficientes para explicar a variação.

As duas hipóteses anteriores pareceram improváveis, levando a assumir a terceira hipótese: o fluxo de água subterrânea pode estar saindo da bacia do PO para recarregar aquíferos profundos de maior escala sem passar pela saída da superfície. Tais fenômenos são comuns na medição de bacias, dependendo de sua geologia e escala (SCHALLER e FAN, 2009; WINTER; ROSENBERRY; LABAUGH, 2003), e só podem ser observados sob monitoramento hidrológico extensivo que permite avaliar vários processos simultaneamente, como a avaliação conjunta da topografia de superfície e de subsuperfície (FREER *et al.*, 2002), uma vez que o fluxo de água lateral pode transmitir grandes quantidades de água (GRAHAM; WOODS; MCDONNELL, 2010) e diminuir consideravelmente o coeficiente de escoamento em bacias de cabeceiras (TROMP-VAN MEERVELD; PETERS; MCDONNELL, 2007). Há também que notar que na bacia PO há aproximadamente 120 nascentes (JOSEF, 2020), sugerindo aproximadamente dez bacias por km^2 , o que extrapola um número muito elevado de possíveis áreas de saturação nas encostas de pequenas bacias, mas que, no entanto, não é uma densidade espacialmente homogênea, e que podem trazer diferenças na geração de escoamento na bacia.

CAPÍTULO V

Conclusões

5 CONCLUSÕES

Na análise da resposta hidrológica anual, o escoamento básico foi responsável pela maior parte da vazão durante a estação seca e, nos meses mais úmidos, correspondeu a cerca de metade da vazão, altamente covariável com o nível do aquífero, atingindo o pico em março. Em contraste, a umidade do solo descreveu uma memória anual mais longa, se recuperando três meses antes da vazão e deplecionando dois meses depois.

O coeficiente de escoamento médio (RC) variou de 23 a 37% entre as bacias, sendo PO com o menor valor. Quando se comparou os valores de RC de PO com os valores regionais próximos, como valores estimados para região da Serra da Mantiqueira, ou até mesmo para pequenas bacias na Serra do Mar, verificou-se que o valor de RC de PO foi substancialmente baixo, apesar de os valores das suas sub-bacias corroborarem com algumas dessas estimativas. Na comparação das sub-bacias de PO com estimativas em escala regional maior, como no caso da região do PCJ e do Paraíba do Sul, os valores foram próximos. Para PO, a comparação em escala regional ainda maior, como com as UGRHIs da região Noroeste do Estado de São Paulo, foi o que mais corroborou com as estimativas.

O índice de escoamento básico (BFI) variou de 62% a 75% entre as bacias, havendo uma divisão em dois grupos, em que o grupo de valores mais altos apresentou estimativas similares às reportadas por outra pequena bacia na cabeceira da Serra da Mantiqueira e pelo levantamento de 735 bacias do Brasil, e, o grupo com menores estimativas, foi similar as estimativas observadas em pequenas bacias na Serra do Mar. Comparando com as UGRHIs do Estado de São Paulo, os valores dessas foram bastante menores, pelo menos duas vezes menores que PO e suas sub-bacias.

Os resultados apresentaram relação estatística do escoamento direto com a precipitação na base mensal, mas com fraca significância. No entanto, na escala de evento, os padrões revelados para todas as bacias mostraram que o escoamento direto foi modesto abaixo dos limites de precipitação (≈ 10 mm), umidade do solo ($\approx 45\%$ a 57%) e profundidade do aquífero (≈ 135 cm), que pareceram responder marcadamente à precipitação se acima desses limiares. O coeficiente de escoamento direto por evento apresentou grande variância e pouca sazonalidade ao longo do ano, atingindo o máximo de 25%. As estimativas do coeficiente de escoamento direto médio por dupla-massa apresentaram valores menores, variando entre $\approx 3\%$ a 10% em condições mais seca de umidade do solo, e $\approx 8\%$ a 15% em condições mais úmidas.

Para as estimativas micrometeorológicas de evapotranspiração, o fechamento do balanço de energia foi insatisfatório para o método EC e uma melhora substancial foi possível ao testar outros métodos. O método BR não forneceu a estimativa mais precisa de H e LE que era esperada, pois também sofreu com as condições não ideais do local experimental, impostas por circulações secundárias que impulsionaram transportes horizontais de calor e umidade não contabilizados no *design* instrumental do campo.

A comparação da ET média anual entre todos os métodos/correções micrometeorológicas e com o balanço hídrico mostrou uma concordância na faixa de 2,6 a 2,9 mm dia⁻¹, que foi particularmente atendida pelas abordagens de TWI e MAU de 2,8 mm dia⁻¹. Esses métodos de correção respeitaram limites superiores baseados em premissas teóricas de evapotranspiração potencial. Com base na porcentagem de energia disponível atribuída a LE, TWI e MAU superestimaram ET em aproximadamente menos de 5%. Propõe-se que o TWI e o MAU foram os melhores métodos para estimar a ET real na escala de *footprint* da torre de fluxo.

As estimativas selecionadas a partir de TWI e MAU apresentaram uma variabilidade sazonal de ET variando do mínimo anual de 1,3 mm dia⁻¹ em julho e altos fluxos durante \approx 5 meses na estação chuvosa (dezembro a abril) de cerca de 3,5 mm dia⁻¹. O fluxo máximo de H em setembro indicou como o início das precipitações e a rápida resposta da recuperação da umidade do solo impediram que o H aumentasse no ritmo da radiação.

O índice evaporativo médio anual (EI) estimado para as sub-bacias variou de \approx 59% a 67%, e foi de 80% no PO, o que indicou a porcentagem de perda de água da bacia. Esses EI foram superiores aos reportados em escala regional de pequenas bacias próxima ao Posses. Porém, estendendo um pouco a faixa regional de comparação para UGRHIs próximas ao Posses, os valores estimados entre essas e as sub-bacias de PO foram próximos. Estendo um pouco mais o limite regional de comparação, tem-se as UGRHIs da região Noroeste com predomínio de agropecuária, em que os valores de EI se igualaram ao de PO.

Observou-se também como a umidade do solo pareceu desempenhar um papel fundamental na partição de energia durante a transição da estação seca para a úmida. Acredita-se que a variabilidade interanual das chuvas e outros fatores climáticos como a temperatura do ar podem alterar o estado da umidade do solo e conseqüentemente a ET, principalmente na transição sazonal.

Os resultados mostraram como o entendimento da resposta hidrológica da bacia foi bem-sucedido para sugerir relações entre os coeficientes e limiares de resposta do escoamento direto com diferentes condições de umidade do solo e de profundidade do aquífero. Além

também da comparação da ET usando métodos micrometeorológicos de escala local aos balanços hídricos da bacia sugerir estimativas mais precisas da magnitude e da sazonalidade do balanço energético de superfície.

Esses dados, até então inexistentes, mostraram importantes informações para as bacias de cabeceiras da Serra da Mantiqueira, uma grande zona de abastecimento de água para áreas críticas da região densamente povoada da região metropolitana da cidade de São Paulo. Mostraram também que pode haver grande variabilidade espacial e temporal quando se trata da dinâmica hidrológica de uma área, como foi o caso das comparações feitas com as poucas informações existentes para pequena escala, onde foram notadas grandes discrepâncias nas comparações diretas.

As informações levantadas por este trabalho podem ser ainda mais bem observadas com períodos mais longos de dados, para compreender como as alterações climáticas e espaciais afetam os processos hidrológicos. Assim, recomenda-se o monitoramento de campo de longo prazo para investigar esses processos mais a fundo e, para auxiliar os tomadores de decisão no gerenciamento das bacias hidrográficas, principalmente no que tange os recursos hídricos e a restauração florestal.

5.1 Recomendações para trabalhos futuros

- Continuidade no monitoramento e coleta dos dados para continuidade da série de dados, e automatização na coleta de dados para possível expansão do monitoramento;
- Monitoramento do fluxo de água lateral com base na topografia da subsuperfície;
- Avaliação detalhada das áreas variáveis de afluência (AVA), da geologia e topografia das bacias individuais, e do regime de vazão das nascentes nas bacias de estudo para esclarecer com mais detalhes a possíveis controles de resposta de chuva-vazão;
- Disponibilização dos dados e dos resultados para o público e para os tomadores de decisão em geral.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements* - FAO Irrigation and Drainage paper 56. Rome: FAO – Food and Agriculture Organization of the United Nations, 1998.

ALLEY, W. M.; LA BAUGH, J. W.; REILLY, T. E. *Groundwater as an Element in the Hydrological Cycle*. In: *ENCYCLOPEDIA of Hydrological Sciences*. Chichester: John Wiley & Sons, 2006.

ALMAGRO, A.; OLIVEIRA, P. T. S.; MEIRA NETO, A. A.; ROY, T.; TROCH, P. CABra: a novel large-sample dataset for Brazilian catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 25, n. 6, p. 3105-3135, 2021.

ALTHOFF, D.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. Assessment of water availability vulnerability in the Cerrado. *Applied Water Science*, v.11, p.176, 2021.

ALVARES, C. A.; STAPE, J. L.; SENTELHAS, P. C.; GONÇALVES, J. D. M.; SPAROVEK, G. Köppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift*, v. 22, n. 6, p. 711-728, 2014.

ARNOLD, J. E.; LAYMON, C.; SAMUELSON, D. *Soil Moisture*, 1999. Disponível em: <<https://weather.msfc.nasa.gov/landprocess/>>. Acesso em: 20 abr.2022.

ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M. Validation of Automated Methods for Estimating Baseflow and Groundwater Recharge from Stream Flow Records. *Journal of the American Water Resources Association*, v.35, n.2, p.411–424, 1999.

AZEVEDO, S. C. D.; CARDIM, G. P.; PUGA, F.; SINGH, R. P.; SILVA, E. A. D. Analysis of the 2012-2016 drought in the northeast Brazil and its impacts on the Sobradinho water reservoir. *Remote Sensing Letters*, v.9, n.5, p. 438–446, 2018.

BAKER, J.C.; GARCIA-CARRERAS, L.; GLOOR, M.; MARSHAM, J.H.; BUERMANN, W.; DA ROCHA, H.R.; NOBRE, A.D.; DE ARAUJO, A.C.; SPRACKLEN, D.V. Evapotranspiration in the Amazon: spatial patterns, seasonality, and recent trends in observations, reanalysis, and climate models. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.25, p.2279-2300, 2021.

BETSON, R. P. What is watershed runoff?. *Journal of Geophysical Research*, v.69, n.8, p. 1541-1552, 1964.

BEVEN, K. Robert E. Horton's perceptual model of infiltration processes. *Hydrological Processes*, v.18, n.17, p.3447-3460, 2004.

BLÖSCHL, G. *On the Fundamentals of Hydrological Sciences*. Encyclopedia of Hydrological Sciences, 2006.

BLÖSCHL, G.; BIERKENS, M.F.; CHAMBEL, A.; CUDENNEC, C.; DESTOUNI, G.; FIORI, A.; KIRCHNER, J.W.; MCDONNELL, J.J.; SAVENIJE, H.H.; SIVAPALAN, M.; STUMPP, C. Twenty-three unsolved problems in hydrology (UPH) –a community perspective. *Hydrological Sciences Journal*, v. 64, n.10, p. 1141–1158, 2019.

BLUME, T.; ZEHE, E.; BRONSTERT, A. Rainfall runoff response, event-based runoff coefficients and hydrograph separation. *Hydrological Sciences Journal - Journal des Sciences Hydrologiques*, v.52, n.5, p.843-862, 2007.

BLUME, T. *Hydrological processes in volcanic ash soils: measuring, modelling and understanding runoff generation in an undisturbed catchment*. 2008. (Doctoral dissertation, Universität Potsdam).

BLUME, T.; ZEHE, E.; REUSSER, D.E.; IROUMÉ, A; BRONSTERT, A. Investigation of runoff generation in a pristine, poorly gauged catchment in the Chilean Andes I: A multi-method experimental study. *Hydrological Processes*, v. 22, n.18, p.3661-3675, 2008.

BLUME, T.; VAN MEERVELD, I.; WEILER, M. The role of experimental work in hydrological sciences—insights from a community survey. *Hydrological Sciences Journal*, v.62, n.3, p.334-337, 2017.

BONELL, M. Runoff generation in tropical forests. In M. BONELL & L. BRUIJNZEEL (Eds.), *Forests, Water and People in the Humid Tropics: Past, Present and Future Hydrological Research for Integrated Land and Water Management* (International Hydrology Series, pp. 314-406). Cambridge: Cambridge University Press, 2005.

BONELL, M.; BALEK, J. Recent Scientific Developments and Research Needs in Hydrological Processes of the Humid Tropics. In: BONELL, M.; HUFSCHEMIDT, M. M.; GLADWELL, J. S. (Eds.). *Hydrology and Water Management in the Humid Tropics: Hydrological Research Issues and Strategies for Water Management*. Cambridge University Press. 1993.

BONELL, M.; PURANDARA, B.K.; VENKATESH, B.; KRISHNASWAMY, J.; ACHARYA, H.A.K.; SINGH, U.V.; JAYAKUMAR, R.; CHAPPELL, N. The impact of forest use and reforestation on soil hydraulic conductivity in the Western Ghats of India: implications for surface and sub-surface hydrology. *Journal of Hydrology*, v.301, p.47–62. 2010.

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

BRUIJNZEEL, L. A. *Hydrology of moist tropical forests and effects of conversion: a state of knowledge review*. UNESCO. 1990.

BURT, T. P.; MCDONNELL, J. J. Whither field hydrology? The need for discovery science and outrageous hydrological hypotheses, *Water Resources. Research.*, v.51, p.5919–5928, 2015.

CALHEIROS, R. D. O.; TABAI, F. C. V.; BOSQUILIA, S. V.; CALAMARI, M. Preservação e Recuperação das Nascentes (de água e vida). Piracicaba: Comitê das Bacias Hidrográficas dos Rios PCJ – CTRN, 53p., 2004.

CARLSON, T.; COHEN, A., Linking community-based monitoring to water policy: Perceptions of citizen scientists. *Journal of Environmental Management*, v. 219, p.168–177, 2018.

CERDAN, O.; LE BISSONNAIS, Y.; GOVERS, G.; LECOMTE, V.; VAN OOST, K.; COUTURIER, A.; KING, C.; DUBREUIL, N. Scale effect on runoff from experimental plots to catchments in agricultural areas in Normandy. *Journal of Hydrology*, v.299, n.1/2, p. 4–14, 2004.

CERH - CONSELHO ESTADUAL DE RECURSOS HÍDRICOS. *Relatório de situação dos recursos hídricos do Estado de São Paulo*. Comitê do Plano Estadual de Recursos Hídricos. Estado de São Paulo, 1999.

CHAGAS, V. B. P.; CHAFFE, P. L. B. The role of land cover in the propagation of rainfall into streamflow trends. *Water Resources Research*, v.54, p.5986–6004, 2018.

CHANEY, N. W.; METCALFE, P.; WOOD, E. F. HydroBlocks: a field-scale resolving land surface model for application over continental extents. *Hydrological Processes*, v.30, n.20, p.3543–3559, 2016.

CHARUCHITTIPAN, D.; BABEL, W.; MAUDER, M.; LEPS, J. P.; FOKEN, T. Extension of the Averaging Time in Eddy-Covariance Measurements and Its Effect on the Energy Balance Closure. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 152, n.3, p.303-27, 2014.

CHEN, L.; FRAUENFELD, O. W. A comprehensive evaluation of precipitation simulations over China based on CMIP5 multimodel ensemble projections. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v.119, n.10, p.5767-5786, 2014.

COUNCIL, N. R. *Earth science and applications from space: National imperatives for the next decade and beyond*. Washington, DC: The National Academies Press, 2007.

CRAVE, A.; GASCUEL-ODOUX, C. The influence of topography on time and space distribution of soil surface water content. *Hydrological processes*, v.11, n.2, p.203-210, 1997.

DATAGEO - Infraestrutura de Dados Espaciais Ambientais do Estado de São Paulo. Regiões Hidrográficas - PERH 04/07. 2011. Disponível em: <<http://datageo.ambiente.sp.gov.br/geoportal/catalog/search/resource/details.page?uuid=%7BAFA9E3F3-DBE9-44BD-9D71-ECD4A9D72F19%7D>>. Acesso em: 20 jan.2022.

DEMING, D. Pierre Perrault, the Hydrologic Cycle and the Scientific Revolution. *Groundwater*, 52, p.156-162, 2014.

DIAS, L.C.P.; MACEDO, M.N.; COSTA, M.H.; COE, M.T.; NEILL, C. Effects of land cover change on evapotranspiration and streamflow of small catchments in the Upper Xingu River Basin, Central Brazil. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v.4 (B), p.108-122, 2015.

DOMINGUES, L. M.; DA ROCHA, H. *Serial droughts and loss of basin hydrological resilience: the case of water inflow into Cantareira reservoirs during 2013 to 2021 in Brazil, 2022*. [Artigo submetido para publicação].

DONATO, C.F.; RANZINI, M.; de CICCIO, V.; ARCOVA, F.C.S.; de SOUZA, L.F.S. Balanço de massa em microbacia experimental com Mata Atlântica, na Serra do Mar, Cunha, SP. *Revista Instituto Florestal*, v.20, n.1, 1–11, 2007.

DORIGO, W.; HIMMELBAUER, I.; ABERER, D.; SCHREMMER, L.; PETRAKOVIC, I.; ZAPPA, L.; PREIMESBERGER, W.; XAVER, A.; ANNOR, F.; ARDÖ, J.; BALDOCCHI, D. The International Soil Moisture Network: serving Earth system science for over a decade. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, v.25, n.11, p.5749-5804, 2021.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New-England watershed. *Water Resources*, v.6, p.1296-1311, 1970.

DUNNE, T. Relation of field studies and modeling in the prediction of storm runoff. *Journal of Hydrology*, v.65, p.25–48, 1983.

ECKHARDT, K. A comparison of baseflow indices, which were calculated with seven different baseflowseparation methods. *Journal of Hydrology*, v.352, p.168–173, 2008.

FLÜGEL, W. A. Delineating hydrological response units by geographical information system analyses for regional hydrological modelling using PRMS/MMS in the drainage basin of the River Bröl, Germany. *Hydrological Processes*, v.9, n.3-4, p.423–436, 1995.

FOKEN, T. The energy balance closure problem: an overview. *Ecological Applications*, v.18, n.6, p.1351-1367, 2008.

FREER, J.; MCDONNELL, J.J.; BEVEN, K.J.; PETERS, N.E.; BURNS, D.A.; HOOPER, R.P.; AULENBACH, B.; KENDALL, C. The role of bedrock topography on subsurface storm flow. *Water Resources Research*, v.38, n.12, p.5-1, 2002.

FUJIEDA, M.; KUDOH, T.; DE CICCIO, V.; DE CALVARCHO, J. L. Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. *Journal of Hydrology*, 196(1-4), 26–46, 1997.

GESUALDO, G.C.; OLIVEIRA, P.T.; RODRIGUES, D.B.B.; GUPTA, H.V. Assessing water security in the São Paulo metropolitan region under projected climate change. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.23, p.4955–4968, 2019.

GETIRANA, A.; LIBONATI, R.; CATALDI, M. Brazil is in water crisis—it needs a drought plan. *Nature*. v.600, n.7888, p.218-220, 2021.

GRAHAM, C. B.; WOODS, R. A.; MCDONNELL, J. J. Hillslope threshold response to rainfall:(1) A field based forensic approach. *Journal of Hydrology*, v.393, n.1-2, p.65-76, 2010.

GRÄLER B.; PEBESMA E.; HEUVELINK G. Spatio-Temporal Interpolation using gstat. *The R Journal*, v.8, p.204-218, 2016.

GRAYSON, R.B.; WESTERN, A.W.; CHIEW, F.H.; BLÖSCHL, G. Preferred states in spatial soil moisture patterns: Local and nonlocal controls. *Water Resources Research*, v.33, n.12, p. 2897-2908, 1997.

GROPPO, J.D.; SALEMI, L.F.; MORAES, J.M.; TREVISAN, R.; MARTINELLI, L.A. Processos hidrológicos em uma sub-bacia do Parque Estadual da Serra do Mar, núcleo Santa Virgínia. *Ciência Florestal*, v.29, n.2, p.595–606, 2019.

HA, W.; KOLB, T.E.; SPRINGER, A.E.; DORE, S.; O'DONNELL, F.C.; MARTINEZ MORALES, R.; MASEK LOPEZ, S.; KOCH, G.W. Evapotranspiration comparisons between eddy covariance measurements and meteorological and remote-sensing-based models in disturbed ponderosa pine forests. *Ecohydrology*, v.8, n.7, p.1335-1350, 2015.

HALL, F.R. Base-flow recessions—A review. *Water Resources Research*, v. 4, n. 5, p. 973–983, 1968.

HAYHOE, S.J.; NEILL, C.; PORDER, S.; MCHORNEY, R., LEFEBVRE, P.; COE, M.T.; ELSENBEEER, H.; KRUSCHE, A.V. Conversion to soy on the Amazonian agricultural frontier increases streamflow without affecting stormflow dynamics. *Global Change Biology*, v.17, n.5, p.1821–1833, 2011.

HE, C.; LIU, Z.; WU, J.; PAN, X., FANG, Z.; LI, J.; BRYAN, B.A. Future global urban water scarcity and potential solutions. *Nature Communications*, v.12, n.4667, 2021.

HELLEBRAND, H.; VAN DEN BOS, R.; HOFFMANN, L.; JUILLERET, J.; PFISTER, L. The potential of winter stormflow coefficients for hydrological regionalization purposes in poorly gauged basins of the middle Rhine region. *Hydrological Sciences Journal*, v.53, n.4, p.773-788, 2008.

HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Increases in water yield after several types of forest cutting. *International Association of Scientific Hydrology. Bulletin*, v.6, n.3, p.5-17, 1961.

HEWLETT, J.D.; HIBBERT, A.R. Factors affecting the response of small watersheds to precipitation in humid areas. *Forest hydrology*, v.1, p. 275-290, 1967.

HIRATA, R.; SUHOGUSOFF, A.V.; MARCELLINI, S.S.; VILLAR, P.C.; MARCELLINI, L. *As águas subterrâneas e sua importância ambiental e socioeconômica para o Brasil*. São Paulo: IGc/USP, 2019.

HORTON, R. E. The role of infiltration in the hydrological cycle. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v.14, p.446–460, 1933.

HU, W.; E SI, B. C. Revealing the relative influence of soil and topographic properties on soil water content distribution at the watershed scale in two sites. *Journal of Hydrology*, v.516, p.107-118, 2014.

HURSH, C.R.; BRATER, E.F. Separating storm hydrographs into surface and subsurface flow. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, v.22, p.863-871, 1941.

INFRAESTRUTURA MEIO AMBIENTE. Descrição Das Ugrhi's – Vocaçào. São Paulo. 2022. Disponível em:

<<https://www.infraestruturameioambiente.sp.gov.br/licenciamentounificado/descricao-das-ugrhis-vocacao/>>. Acesso em: 20 jan.2022.

JOHNSON, M.S.; LEHMANN, J.; SELVA, E.C.; ABDO, M.; RIHA, S.; COUTO, E.G. Organic carbon fluxes within and streamwater exports from headwater catchments in the southern Amazon. *Hydrological Processes*, v. 20, n.12, p.2599–2614, 2006.

JONARD, F.; BOGENA, H.; CATERINA, D.; GARRÉ, S.; KLOTZSCHE, A.; MONERRIS, A.; SCHWANK, M.; VON HEBEL, C. Ground-Based Soil Moisture Determination. In: Li X., Vereecken H. (eds) *Observation and Measurement of Ecohydrological Processes. Ecohydrology*, v.2. Springer, Berlin, Heidelberg. 2019.

JOSEF, C. F. *Regime hidrológico das nascentes na bacia do Ribeirão das Posses, Extrema, MG*. 2020. 157f. Tese (Doutorado em Ciência Ambiental) - Programa de Pós-Graduação em Ciência Ambiental da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2020.

KEYS, P.W.; PORKKA, M.; WANG-ERLANDSSON, L.; FETZER, I.; GLEESON, T.; GORDON, L.J. Invisible water security: Moisture recycling and water resilience. *Water Security*, 8, p.100046, 2019.

KOWALSKI, A.C.; MENDONÇA, C.A.; OFTERDINGER, U.S.; ROCHA, H.R. Fracture Critical Length Estimative Using Percolation Theory and Well Logging Data. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, v.26, n.4, p.279-286, 2021.

LATRON, J.; SOLER, M.; LLORENS, P.; GALLART, F. Spatial and temporal variability of the hydrological response in a small Mediterranean research catchment (Vallcebre, Eastern Pyrenees). *Hydrological Processes: An International Journal*, v. 22, n. 6, p. 775–787, 2008.

LEOPOLDO, P. R.; FRANKEN, W. K.; NOVA, N. A. V. Real evapotranspiration and transpiration through a tropical rain forest in central Amazonia as estimated by the water balance method. *Forest Ecology and Management*, v.73, p.185–195, 1995.

LIANG, W.L.; HUNG, F.X.; CHAN, M.C.; LU, T.H. Spatial structure of surface soil water content in a natural forested headwater catchment with a subtropical monsoon climate. *Journal of Hydrology*, v.516, p. 210-221, 2014.

LIM, K.J.; ENGEL, B.A.; TANG, Z.; CHOI, J.; KIM, K.S.; MUTHUKRISHNAN, S.; TRIPATHY, D. Automated web GIS based hydrograph analysis tool, WHAT. *JAWRA Journal of the American Water Resources Association*, v.41, n.6, p.1407–1416, 2005.

LINSLEY, R. K. Representative and experimental basins—where next? / Les bassins représentatifs et expérimentaux—et après? *Hydrological Sciences Journal*, v.21, n.4, p.517-529, 1976.

MAGRIN, G. O.; MARENGO, J. A.; BOULANGER, J. P.; BUCKERIDGE, M. S.; CASTELLANO, E.; POVEDA, G.; SCARANO, F. R.; VICUÑA, S.; ALFARO, E.; ANTHELME, F.; BARTON, J. Central and South America. In: BARROS, V. R. *et al.* (ed.), *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. p. 1499–1566. Cambridge: Cambridge University Press. 2014.

MAPBIOMAS, 2021. A dinâmica da superfície de água do território brasileiro. Disponível em: https://mapbiomas-br-site.s3.amazonaws.com/MapBiomias_A%CC%81gua_Agosto_2021_22082021_OK_v2.pdf. Acesso em 22 abr.2022

MARENGO, J.A.; CUNHA, A.P.; CUARTAS, L.A.; DEUSDARÁ LEAL, K.R.; BROEDEL, E.; SELUCHI, M.E.; MICHELIN, C.M.; DE PRAGA BAIÃO, C.F.; CHUCHÓN ÂNGULO, E.; ALMEIDA, E.K.; KAZMIERCZAK, M.L. Extreme drought in the Brazilian Pantanal in 2019–2020: characterization, causes, and impacts. *Frontiers in Water*, v.3, p.1–13, 2021.

MARTIN, T.C.; DA ROCHA, H.R.; JOLY, C.A.; FREITAS, H.C.; WANDERLEY, R.L.; DA SILVA, J.M. Fine-scale climate variability in a complex terrain basin using a high-resolution weather station network in southeastern Brazil. *International Journal of Climatology*, v.39, n.1, p.218–234, 2019.

MARTINS DO AMARAL CUNHA, A. P.; DE BARROS BRITO, S. S.; RIBEIRO NETO, G. G.; DOS SANTOS ALVALÁ, R. C. As secas entre 1963 E 2017 no Distrito Federal, Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências*, UFRJ, v.41, n.2, p.487-498, 2018.

MAUDER, M.; CUNTZ, M.; DRÜE, C.; GRAF, A.; REBMANN, C.; SCHMID, H.P.; SCHMIDT, M.; STEINBRECHER, R. A strategy for quality and uncertainty assessment of long-term eddy-covariance measurements. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.169, p.122-135, 2013.

MAUDER, M.; FOKEN, T.; CUXART, J. Surface-energy-balance closure over land: a review. *Boundary-Layer Meteorology*, v.177, n.2, p. 395-426, 2020.

MCDONNELL, J. J. Are all runoff processes the same?. *Hydrological Processes*, v.27, p. 4103-4111, 2013.

MCDONNELL, J.J.; SPENCE, C.; KARRAN, D.J.; VAN MEERVELD, H.J.; HARMAN, C.J. Fill-and-spill: A process description of runoff generation at the scale of the beholder. *Water Resources Research*, v.57, n.5, 2021.

MCNEILL, K.; MACDONALD, K.; SINGH, A.; BINNS, A.D. Food and water security: Analysis of integrated modeling platforms. *Agricultural Water Management*, v.194, p.100-112, 2017.

MELLO, C.R.; AVILA, L.F.; LIN, H.; TERRA, M.C.; CHAPPELL, N.A. Water balance in a neotropical forest catchment of southeastern Brazil. *Catena*, v.173, p.9-21, 2019.

MELO, D.C.; ANACHE, J.A.; ALMEIDA, C.D.N.; COUTINHO, J.V.; RAMOS FILHO, G.M.; ROSALEM, L.M.; PELINSON, N.S.; FERREIRA, G.L.; SCHWAMBACK, D.; CALIXTO, K.G.; SIQUEIRA, J.P. The big picture of field hydrology studies in Brazil. *Hydrological Sciences Journal*, v.65, n.8, p.1262–1280, 2020.

MIRUS, B.B.; LOAGUE, K. How runoff begins (and ends): Characterizing hydrologic response at the catchment scale. *Water Resources Research*, v.49, 2013.

MOORE, I. D.; BURCH, G. J.; MACKENZIE, D. H. Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *Transactions of the ASAE*, v.31, n.4, p.1098-1107, 1988.

MOSLEY, M. P. Streamflow generation in a forested watershed, New Zealand. *Water Resources Research*, v.15, n.4, p.795–806, 1979.

NATHAN, R.J.; MCMAHON, T.A. Evaluation of Automated Techniques for Base Flow and Recession Analyses. *Water Resources Research*, v.26, p.1465-1473, 1990.

NÓBREGA, R. L. Effects of conversion of native cerrado vegetation to pasture on soil hydro-physical properties, evapotranspiration and streamflow on the Amazonian agricultural frontier. *PLOS ONE*, v.12, n.6, e0179414, 2017.

NOGUCHI, S.; NIK, A. R.; TANI, M. Runoff characteristics in a tropical rain forest catchment. *Japan Agricultural Research Quarterly: JARQ*, v.39, n.3, p.215-219, 2005.

OKI, T. *The Hydrologic Cycles and Global Circulation*. Encyclopedia of Hydrological Sciences. 2006.

ONCLEY, S.P.; FOKEN, T.; VOGT, R.; KOHSIEK, W.; DEBRUIN, H.A.; BERNHOFER, C.; CHRISTEN, A.; GORSEL, E.V.; GRANTZ, D.; FEIGENWINTER, C.; LEHNER, I. The energy balance experiment EBEX-2000. Part I: overview and energy balance. *Boundary-Layer Meteorol* 123:1–28, 2007.

OTTO, F.E.L.; COELHO, C.A.S.; KING, A.; COUGHLAN DE PEREZ, E.; WADA, Y.; VAN OLDENBORGH, G.J.; HAARSMA, R.; HAUSTEIN, K.; UHE, P.; VAN AALST, M.; ARAVEQUIA, J.A.; ALMEIDA, M.W.; CULLEN, H. Factors other than climate change, main drivers of 2014/15 water shortage in southeast Brazil. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v.96, S35–S40. 2016.

OTTO, S.R.L. Curva de retenção de água no solo - método do TDR-tensiômetro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE ENGENHARIA AGRÍCOLA, 27, 1998, Poços de Caldas, MG, *Anais ... Resumo expandido*. Lavras: UFLA/SBEA, 1998, v.2, p. 70-72.

PANDEY, V.; PANDEY, P. K. Spatial and temporal variability of soil moisture. *International Journal of Geosciences*, v.1, n.2, p.87- 98, 2010.

PEBESMA, E. Multivariable geostatistics in S: the gstat package. *Computers e Geosciences*, v.30, p.683-691, 2004.

PENNA, D.; TROMP-VAN MEERVELD, H.J.; GOBBI, A.; BORGA, M.; DALLA FONTANA, G. The influence of soil moisture on threshold runoff generation processes in an alpine headwater catchment. *Hydrology and Earth System Sciences*, 15, 689–702, 2011.

PEÑA-ARANCIBIA, J.L.; VAN DIJK, A.I.J.M.; MULLIGAN, M.; BRUIJNZEEL, L.A. The role of climatic and terrain attributes in estimating baseflow recession in tropical catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, 14(11), 2193–2205, 2010.

PEREZ, P. J.; CASTELLVI, M. A.; ROSEL I. R. Assessment of reliability of Bowen-ratio method for partitioning fluxes. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.97, p.141–150, 1999.

PERH - PLANO ESTADUAL DOS RECURSOS HIDRICOS. 2004-2007 do Estado de São Paulo. *Relatório síntese do plano*. Piracicaba: Consórcio JMR Engecorps, 2005. 189 p.

PETERS, N. E.; FREER, J.; AULENBACH, B. T. Hydrological dynamics of the Panola Mountain research watershed, Georgia. *Groundwater*, v.41, n.7, p.973–988. 2003.

PIGGOTT, A. R.; MOIN, S.; SOUTHAM, C. A revised approach to the UKIH method for the calculation of baseflow/Une approche améliorée de la méthode de l'UKIH pour le calcul de l'écoulement de base. *Hydrological Sciences Journal*, v.50, n.5, 2005.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation, using large scale parameters. *Monthly Weather Review*, v.100, n.2, p.81-92, 1972.

PRIGENT, C. Precipitation retrieval from space: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, v.342, n.4-5, p.380-389, 2010.

RICHARDS, R.C.; REROLLE, J.; ARONSON, J.; PEREIRA, P.H.; GONÇALVES, H.; BRANCALION, P.H. Governing a pioneer program on payment for watershed services: Stakeholder involvement, legal frameworks and early lessons from the Atlantic forest of Brazil. *Ecosystem Services*, v.16, n. 23, 2015. .

RODELL, M.; BEAUDOING, H.K.; L'ECUYER, T.S.; OLSON, W.S.; FAMIGLIETTI, J.S.; HOUSER, P.R.; ADLER, R.; BOSILOVICH, M.G.; CLAYSON, C.A.; CHAMBERS, D.; CLARK, E. The observed state of the water cycle in the early twenty-first century. *Journal of Climate*, v.28, n.21, p.8289-8318, 2015.

RODRÍGUEZ-BLANCO, M. L.; TABOADA-CASTRO, M. M.; TABOADA-CASTRO, M.T. Rainfall–runoff response and event-based runoff coefficients in a humid area (northwest Spain). *Hydrological Sciences Journal*, v.57, n.3, p. 445–459, 2012.

ROSENBAUM, U.; BOGENA, H.R.; HERBST, M.; HUISMAN, J.A.; PETERSON, T.J.; WEUTHEN, A.; WESTERN, A.W.; VEREECKEN, H. Seasonal and event dynamics of spatial soil moisture patterns at the small catchment scale. *Water Resources Research*, v.48, n.10, 2012.

RUMYNIN, V.G. Surface Runoff Generation, Vertical Infiltration and Subsurface Lateral Flow. In: RUMYNIN, V.G. *Overland Flow Dynamics and Solute Transport. Theory and Applications of Transport in Porous Media*, Berlin: Springer. 2015, v.26, p.3-50.

SALEMI, L.F.; GROppo, J.D.; TREVISAN, R.; DE MORAES, J.M.; DE BARROS FERRAZ, S.F.; VILLANI, J.P.; DUARTE-NETO, P.J.; MARTINELLI, L.A. Land-use change in the Atlantic rainforest region: Consequences for the hydrology of small catchments. *Journal of Hydrology*, v.499, p.100–109, 2013.

SANTOS, H. G. dos; JACOMINE, P. K. T.; ANJOS, L. H. C. dos; OLIVEIRA, V. A. de; L. J. F.; COELHO, M. R.; ALMEIDA, J. A. de; ARAÚJO FILHO, J. C. de.; OLIVEIRA, J. B.

de; CUNHA, T. J. F. *Sistema Brasileiro de Classificação de Solos*. Brasília, DF: Embrapa, 2018.

SCHALLER, M. F.; FAN, Y. River basins as groundwater exporters and importers: Implications for water cycle and climate modeling. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v.114 (D4), 2009.

SENEVIRATNE, S.I.; CORTI, T.; DAVIN, E.L.; HIRSCHI, M.; JAEGER, E.B.; LEHNER, I.; ORLOWSKY, B.; TEULING, A.J. Investigating soil moisture–climate interactions in a changing climate: A review. *Earth-Science Reviews*, v. 99, n. (3-4), p.125-161, 2010.

SILVA, B.P.C.; SILVA, M.L.N.; AVALOS, F.A.P.; DE MENEZES, M.D.; CURI, N. Digital soil mapping including additional point sampling in Posses ecosystem services pilot watershed, southeastern Brazil. *Scientific Reports*, v.9, n.1, p. 1–123, 2019.

SILVA, B.P.C.; TASSINARI, D.; SILVA, M.L.N.; SILVA, B.M.; CURI, N.; ROCHA, H.R.D. Nonlinear models for soil moisture sensor calibration in tropical mountainous soils. *Scientia Agricola*, v.79, n.4, 2021.

SILVEIRA, A. L. L. Ciclo Hidrológico e Bacia Hidrográfica. In: TUCCI, C. E. M (Ed). *Hidrologia – Ciência e Aplicação*. Porto Alegre: ABRH/EDUSP. 1993.

SIVAPALAN, M. From engineering hydrology to Earth system science: milestones in the transformation of hydrologic science. *Hydrology and Earth System Sciences*, v.22, n.3, p. 1665-1693, 2018.

SLOTO, R.A.; CROUSE, M.Y. HYSEP: A computer program for streamflow hydrograph separation and analysis. *Water-resources investigations report*, 96-4040, 46. 1996.

STAFF, S. S. Keys to Soil Taxonomy. United States Department of Agriculture: Washington, DC, USA, 2014.

TARBOTON, D. G. Rainfall Runoff Processes. *Civil and Environmental Engineering Faculty Publications*. Paper 2570. 2003.

TEIXEIRA, G.M.; FIGUEIREDO, P.H.; SALEMI, L.F.; FERRAZ, S.F.; RANZINI, M.; ARCOVA, F.C.; DE CICCIO, V.; RIZZI, N.E. Regeneration of tropical montane cloud forests increases water yield in the Brazilian Atlantic Forest. *Ecohydrology*, v.14,n.5, e2298, 2021.

TETZLAFF, D.; SMITH, A.; GELBRECHT, J.; SOULSBY, C. Assessing the effects of riparian restoration and beaver re-colonisation on stream flow quantity and quality in an agricultural catchment. *Geophysical Research Abstracts*, v. 21, p. 1, 2019.

TROMP-VAN MEERVELD, H. J.; PETERS, N. E.; MCDONNELL, J. J. Effect of bedrock permeability on subsurface stormflow and the water balance of a trenched hillslope at the Panola Mountain Research Watershed, Georgia, USA. *Hydrological Processes: An International Journal*, v.21, n.6, p.750-769, 2007.

TWINE, T.E.; KUSTAS, W.P.; NORMAN, J.M.; COOK, D.R.; HOUSER, P.; MEYERS, T.P.; PRUEGER, J.H.; STARKS, P.J.; WESELY, M.L. Correcting Eddy-Covariance Flux.

Underestimates over a Grassland. *Agricultural and Forest Meteorology*, v.103, n.3, p. 279–300, 2000.

VAN DIJK, A. I. J. M. Climate and terrain factors explaining streamflow response and recession in Australian catchments. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 14, p.159–169, 2010.

VANDEWIELE G. L.; CHONG-YU, C.; NI-LAR-WIN. Methodology and comparative study of Monthly water balance models in Belgium, China and Burma. *Journal of Hydrology* 134, p.315-347, 1992.

VERECKEN, H.; HUISMAN, J.A.; BOGENA, H.; VANDERBORGHT, J.; VRUGT, J.A.; HOPMANS, J.W. On the value of soil moisture measurements in vadose zone hydrology: A review. *Water resources research*, v. 44, n.4, 2008.

WAGENER, T.; SIVAPALAN, M.; TROCH, P.; WOODS, R. Catchment classification and hydrologic similarity. *Geography compass*, 1(4), pp.901-931. 2007.

WALKER, D.; HAILE, A.T.; GOWING, J.; LEGESSE, Y.; GEBREHAWARIAT, G.; HUNDIE, H.; BERHANU, D.; PARKIN, G. Guideline: Community-based hydroclimate monitoring. REACH Working Paper 5, Oxford: University of Oxford, 2019.

WANG, K.; DICKINSON, R. E. A review of global terrestrial evapotranspiration: Observation, modeling, climatology, and climatic variability. *Reviews of Geophysics*, v.50, n.2, 2012.

WESTERN, A. W.; GRAYSON, R. B. The Tarrawarra data set: Soil moisture patterns, soil characteristics, and hydrological flux measurements. *Water Resources Research*, v.34, n.10, p.2765-2768, 1998.

WINTER, T. C. Relation of streams, lakes, and wetlands to groundwater flow systems. *Hydrogeology Journal*, v.7, p.28–45, 1999.

WINTER, T. C. The concept of hydrologic landscapes. *Journal of the American Water Resources Association*, v. 37, n.2, p. 335–349, 2001.

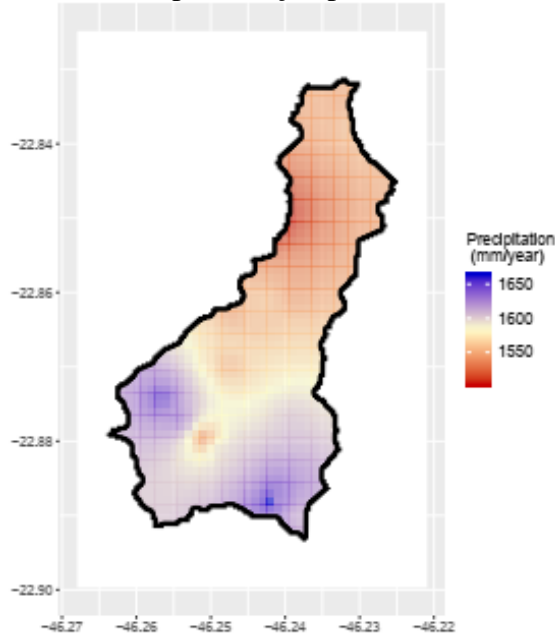
WINTER, T. C.; ROSENBERRY, D. O.; LABAUGH, J. W. Where does the ground water in small watersheds come from? *Groundwater*, v.41, n.7, p.989-1000, 2003.

YANG, Y.; DOU, Y.; LIU, D.; AN, S. Spatial pattern and heterogeneity of soil moisture along a transect in a small catchment on the Loess Plateau. *Journal of Hydrology*, v. 550, p.466-477, 2017.

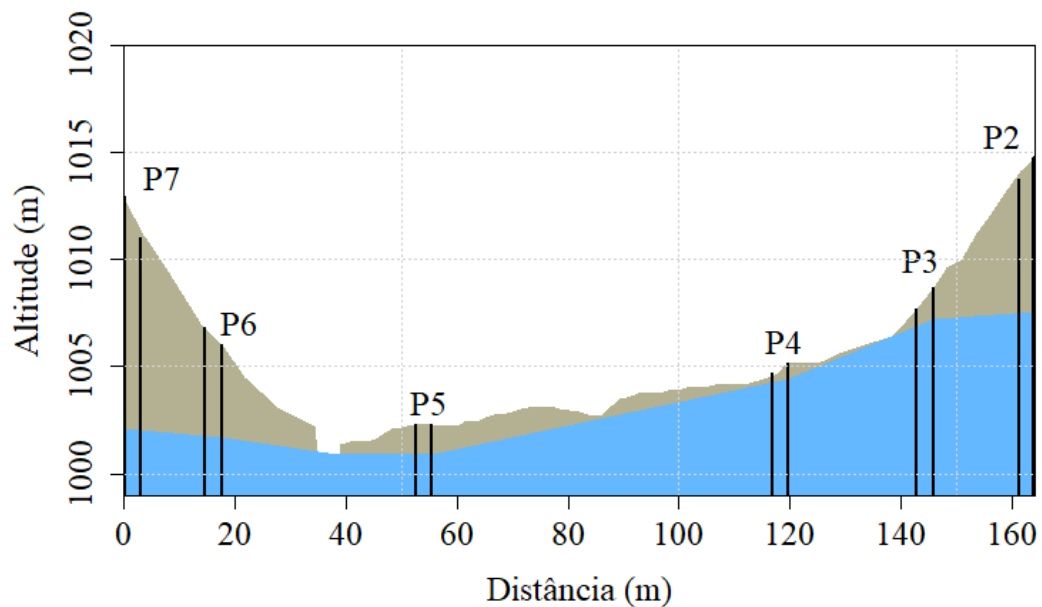
APÊNDICES

Apêndice A - Metodologia

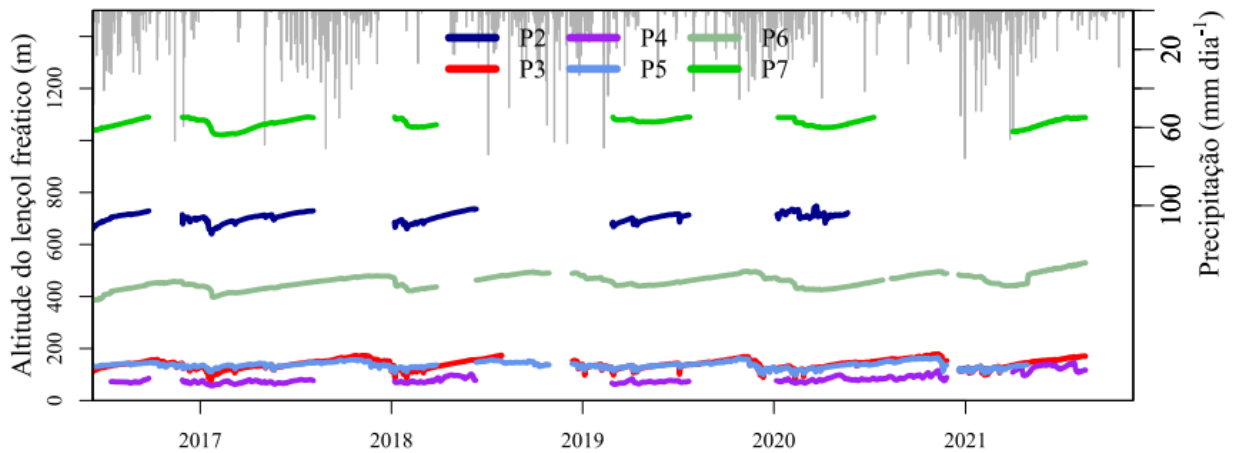
A1. Precipitação espacial média anual interpolada em uma malha de 10 m x 10 m na Bacia do Ribeirão das Posses com o método de ponderação pelo inverso da distância – IDW.



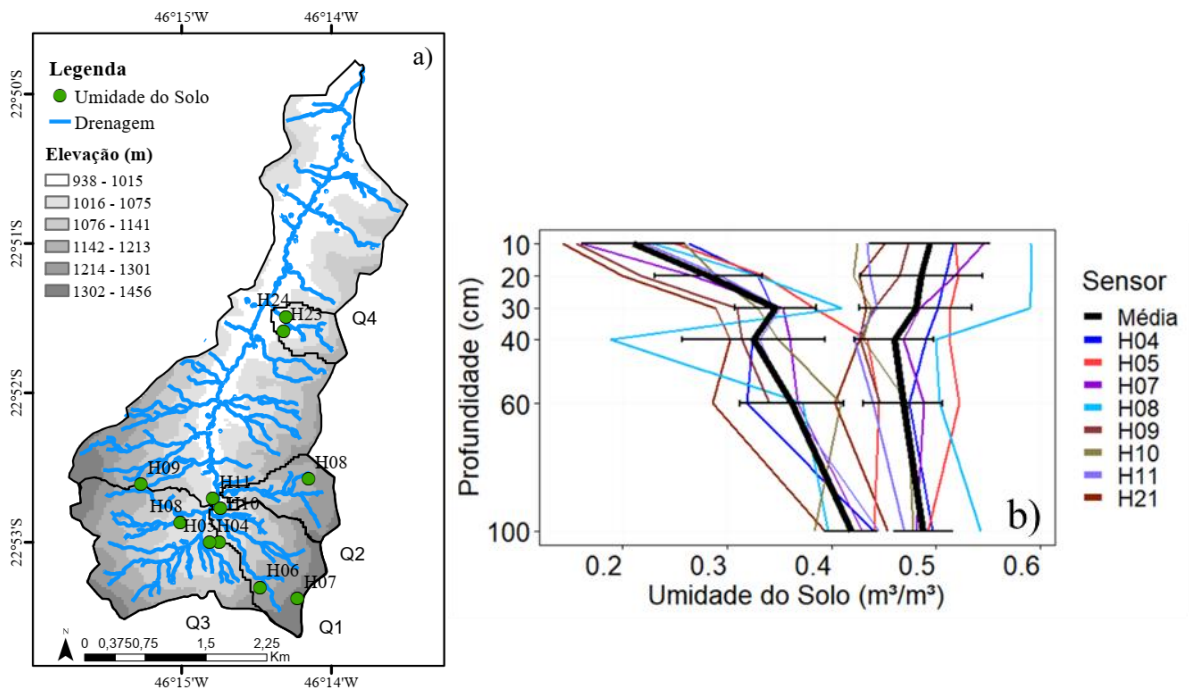
A2 - Transecto de poços piezométricos instalados em uma área ripária na bacia do Ribeirão das Posses (Extrema/MG). Azul é o aquífero, marrom é o solo, e colunas pretas são uma referência a localização dos poços piezométricos.



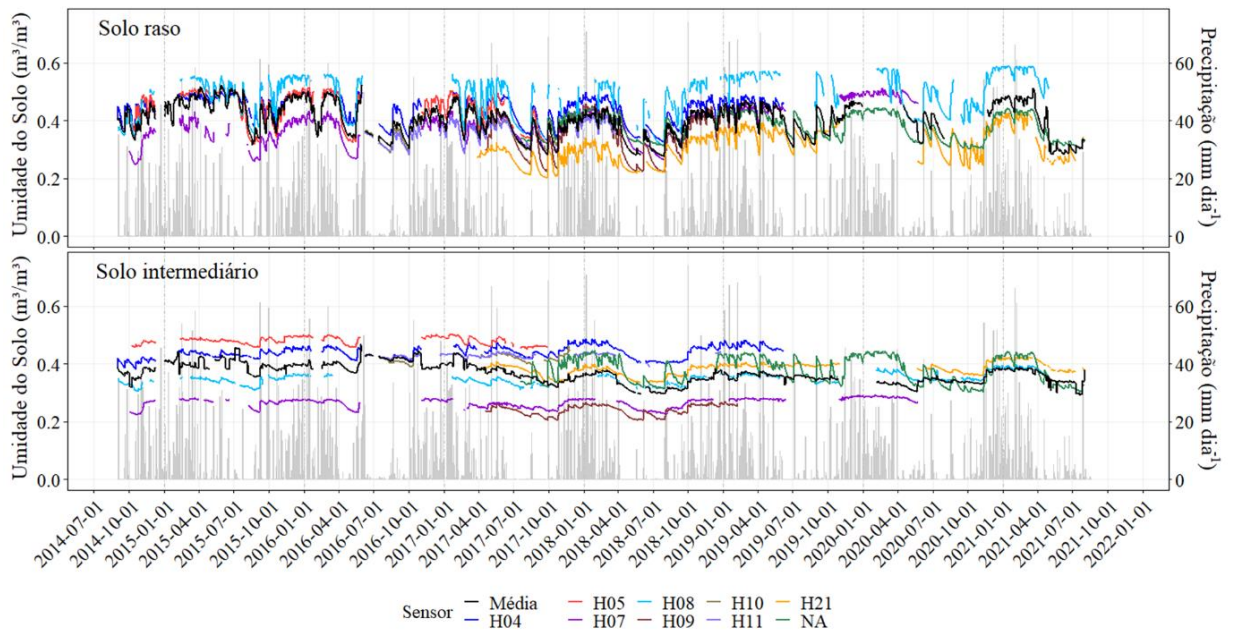
A3 – Variação temporal do nível de água nos poços piezométricos instalados no transecto da área ripária na bacia do Ribeirão das Posses. Eixo-x corresponde a variação de altitude do lençol freático.



A4 – (a) Localização dos sensores de umidade do solo na Bacia do Ribeirão das Posses; (b) variação vertical das estimativas de umidade do solo dos diferentes sensores instalados na bacia do Ribeirão das Posses. Linha preta é a média de todos os sensores com o desvio padrão em cada profundidade de medição.

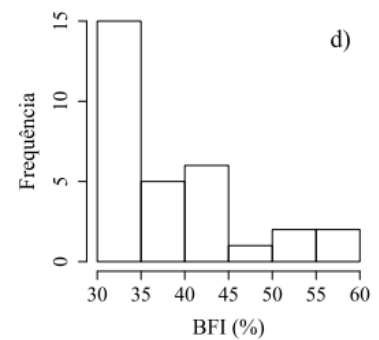
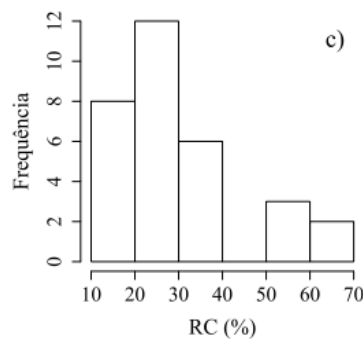
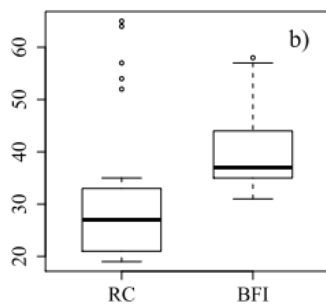
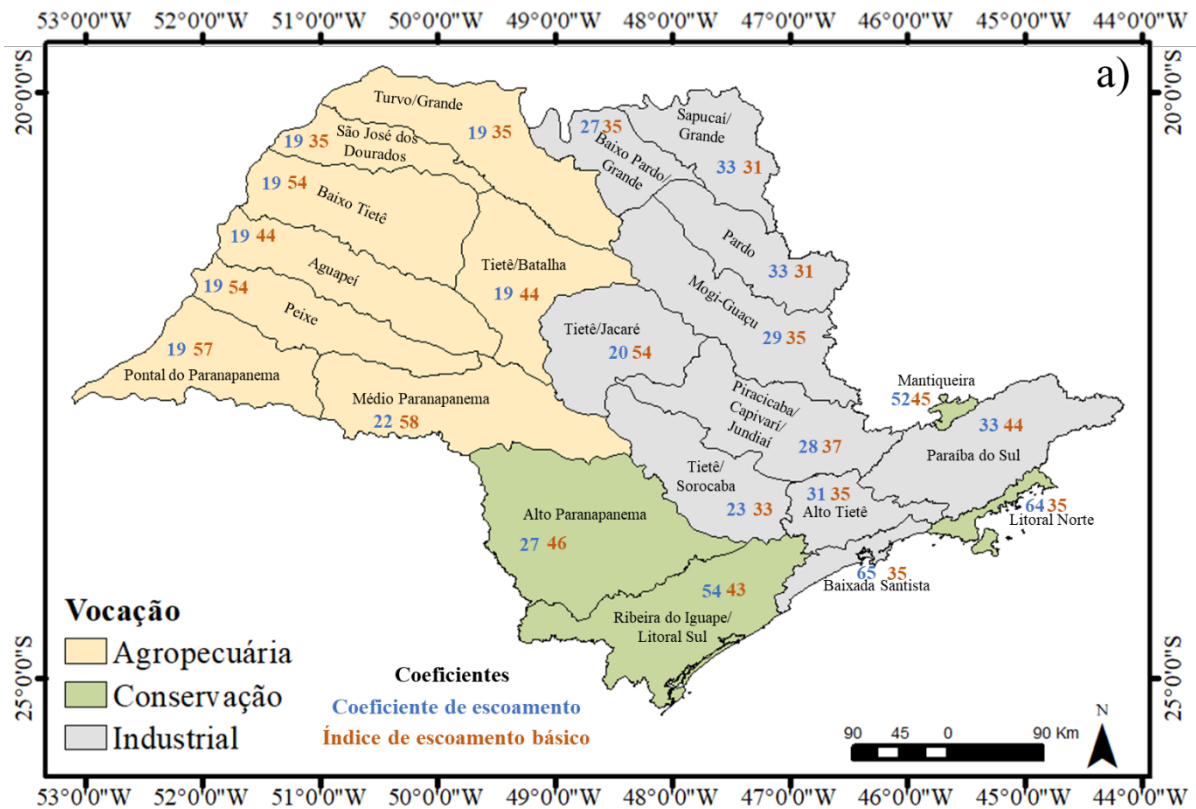


A5 – Variação temporal da umidade do solo nos diferentes sensores instalados na bacia do Ribeirão das Posses. Linha superior abrange o solo raso (10, 20 e 30 cm de profundidade) e linha inferior o solo intermediário (40, 60 e 100 cm de profundidade). Linha preta corresponde à média de cada conjunto.

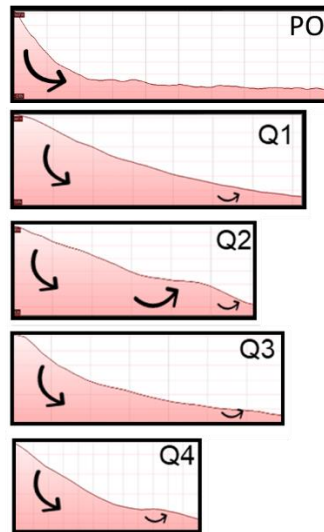


Apêndice B - Padrões de chuva-vazão e escoamento direto

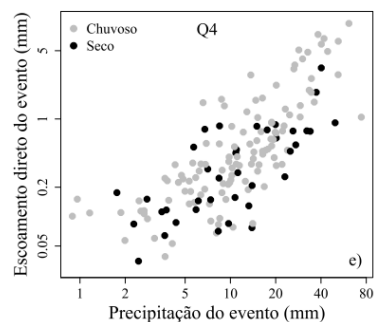
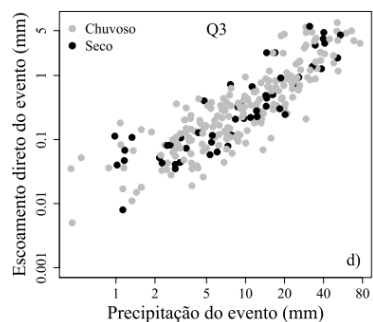
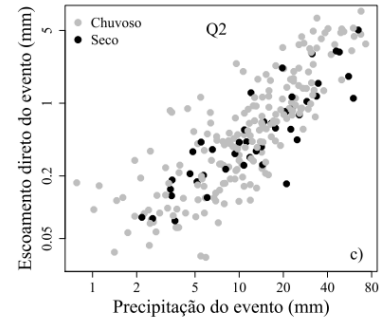
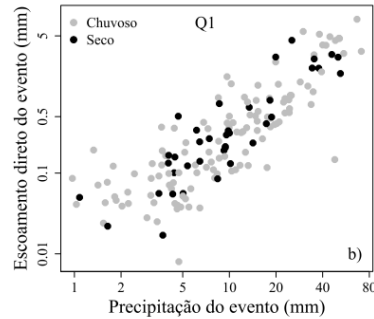
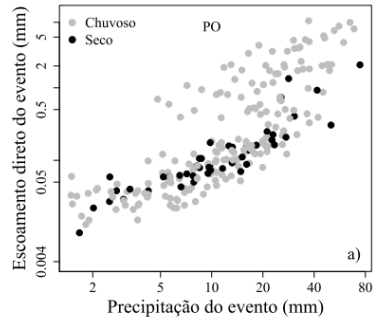
B1 – (a) Mapa das Unidades de Gerenciamento de Recursos Hídricos (UGRHs) do Estado de São Paulo com coloração indicando a vocação (Fonte: adaptado de DATAGEO, 2011 e Infraestrutura Meio Ambiente, 2022), números azuis indicando o coeficiente de escoamento (RC) e alaranjados indicando o índice de escoamento básico (BFI) (Fonte: PERH, 2005); (b) boxplot das UGRHIS indicando coeficiente de escoamento (RC, mediana 27%) e índice de escoamento básico (BFI, mediana 37%); (c) histograma do coeficiente de escoamento; (d) histograma do índice de escoamento básico.



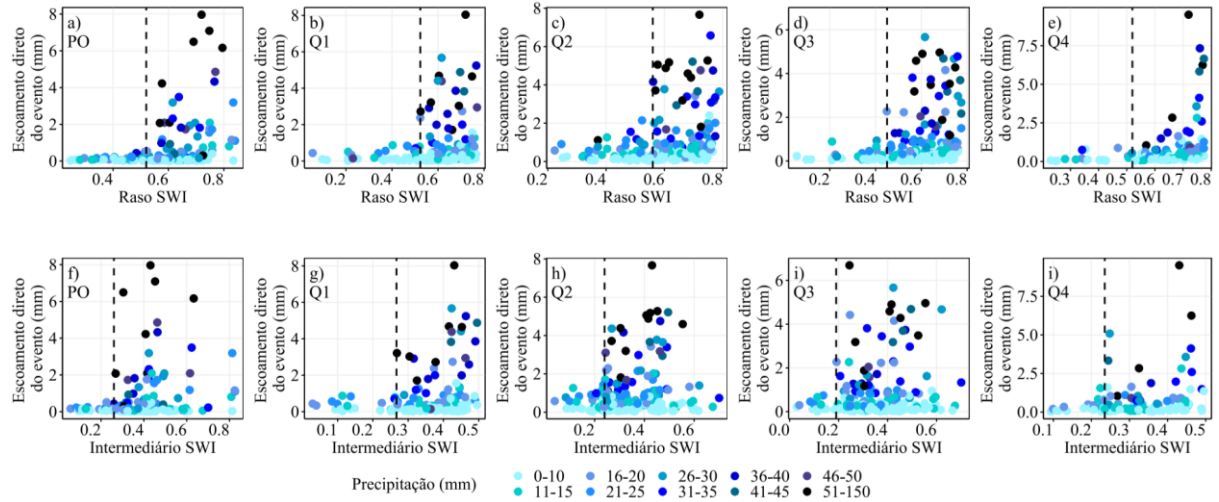
B2 - Altitude (ordenadas) das cabeceiras até a foz (abscissa, distância horizontal) do rio (exceto PO, outras bacias na mesma escala horizontal). As setas são o fluxo de água subterrânea de cada área e foram desenhadas à mão com base na topografia do perfil apenas para ilustração. Todas as imagens estão fora de escala.



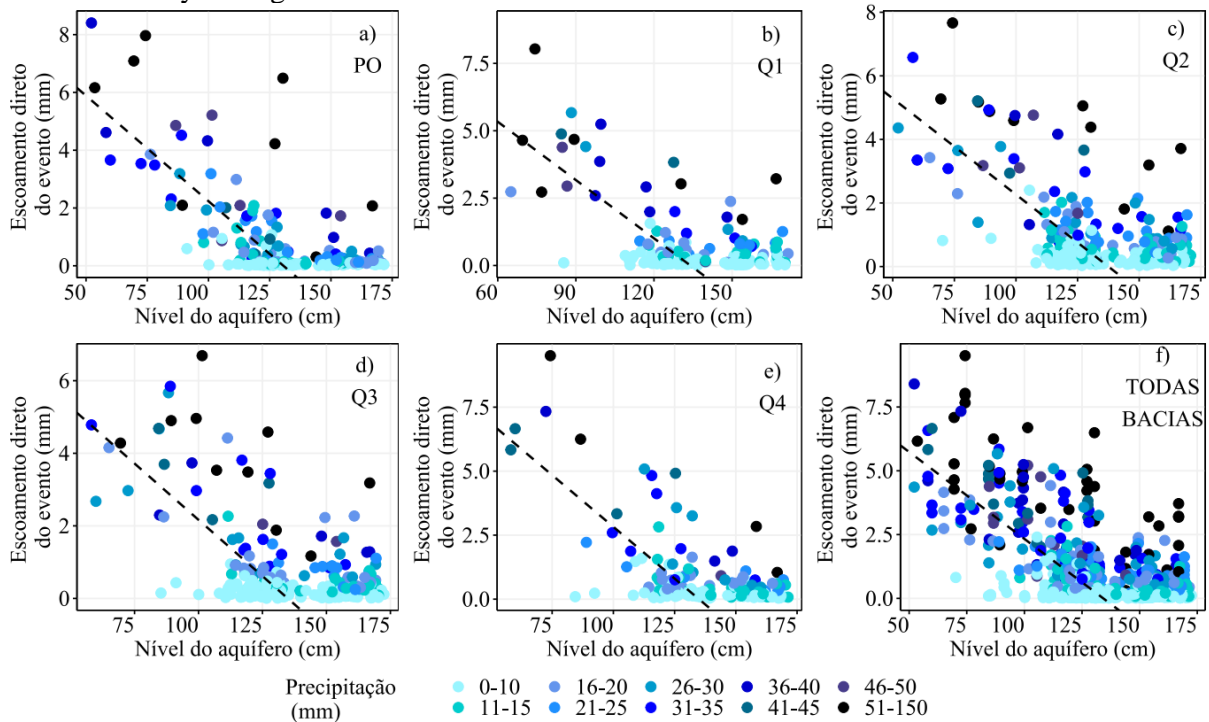
B3 – Relação entre precipitação (mm evento^{-1}) e escoamento direto (mm evento^{-1}) para a estação chuvosa e seca no Posses e nas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4).



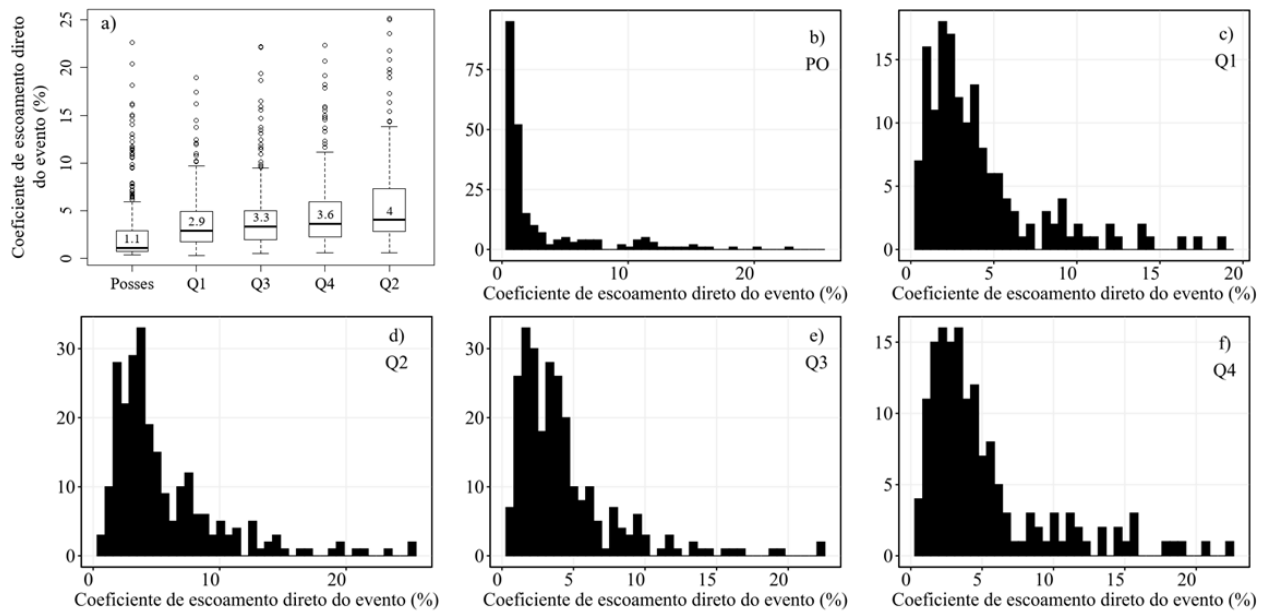
B4 – Relação entre escoamento direto (mm evento^{-1}) e *soil wetness index* (raso - linha de cima, intermediário - linha de baixo) para o Posses e suas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4); coloração é em função da precipitação; linhas verticais indicam o limiar de umidade do solo considerado para o cálculo do coeficiente de escoamento direto médio (SC). Note a diferença de escala entre os eixos y das figuras.



B5 – Relação entre escoamento direto e nível do aquífero do evento para o Posses, suas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4) e todas bacias juntas; coloração em função da precipitação; linha tracejada indica o limiar de nível do aquífero considerado no estudo. Note a diferença de escala entre os eixos y das figuras.



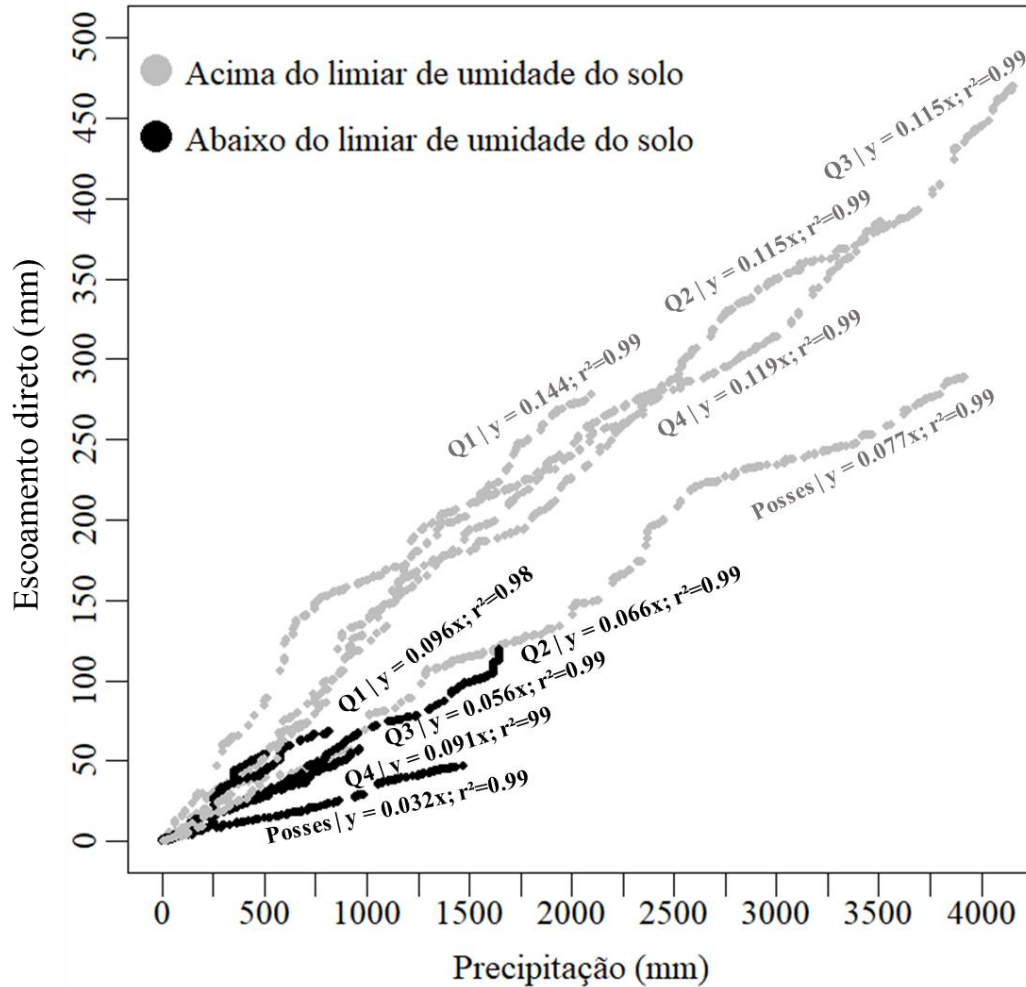
B6 – (a) Boxplot do coeficiente de escoamento direto do evento SCe (%) em todas as bacias juntos com numeração indicando o SCe médio; (b-f) histogramas do coeficiente de escoamento direto do evento SCe (%) para o Posses e suas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4).



B7 – Coeficiente de escoamento direto do evento SCe (%) médio, mediano, mínimo e máximo para o Posses e suas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4).

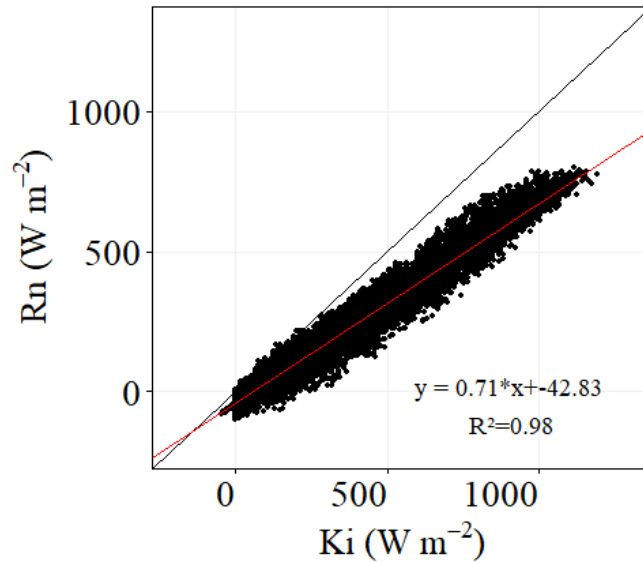
Coeficiente de escoamento direto do evento SCe (%)				
	Médio	Mediano	Mínimo	Máximo
	%			
FozPosses	2.94	1.05	0.3	22.62
Q1	4.15	2.88	0.28	18.94
Q2	5.48	4.13	0.56	23.43
Q3	4.55	3.48	0.48	22.39
Q4	5.64	3.71	0.62	24.37

B8 – Relação entre escoamento direto e precipitação para cálculo do coeficiente de escoamento direto médio (SC) para o Posses e suas sub-bacias (Q1, Q2, Q3 e Q4). Períodos abaixo do limiar de umidade do solo: PO N=752; Q1 N=351; Q2 N=749; Q3 N=588; Q4 N=372; para todos p -value < 0.001 e $R^2 > 0.98$; períodos acima do limiar de umidade do solo: PO N=626; Q1 N=293; Q2 N=490; Q3 N=737; Q4 N=430; para todos p -value < 0.001 e $R^2 > 0.98$.

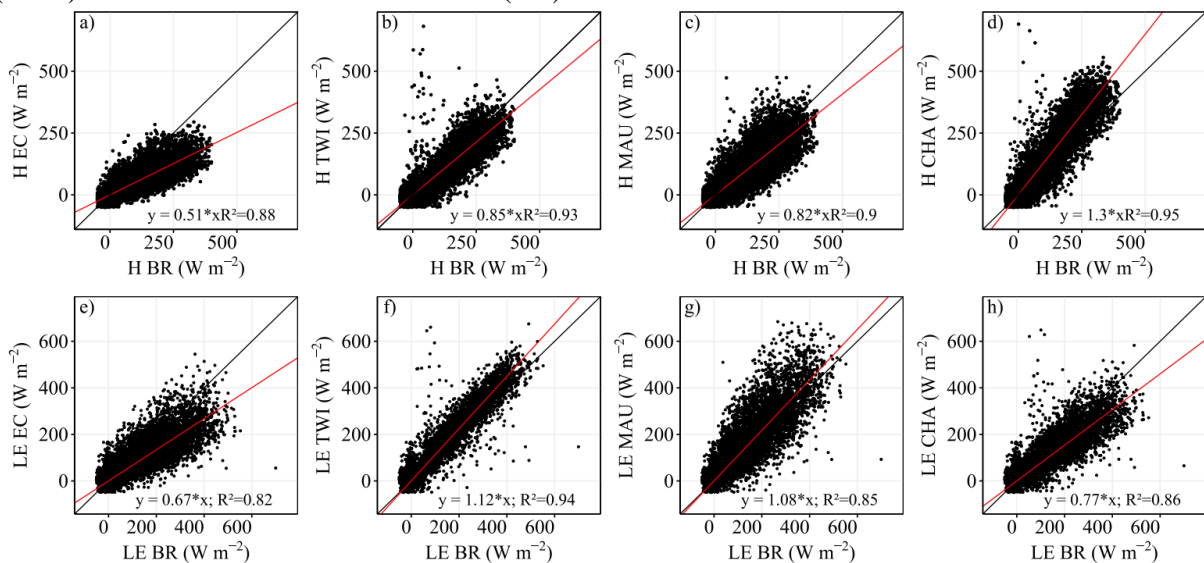


Apêndice C - Estimativa da evapotranspiração com métodos micrometeorológicos e de balanço de água

C1 – Dispersão entre o balanço de radiação (R_n) e irradiância solar global incidente (K_i) em base horária (em $W m^{-2}$).



C2 – Médias horárias de (acima) fluxo de calor sensível (H) e (abaixo) fluxo de calor latente (LE) para os a,e) Eddy Covariance (EC); b,f) Twine (TWI); c,g) Mauder (MAU); d,h) Charuchittipan (CHA) versus o método do Bowen Ratio (BR). Todos em $W m^{-2}$.



C3 - Médias horárias de fluxo (acima) fluxo de calor sensível (H) e (abaixo) fluxo de calor latente (LE) *versus* energia disponível (balanço de radiação (Rn) – fluxo de calor no solo (G) – variação do armazenamento de calor (J)), para os métodos a,f) Eddy Covariance (EC); b,g) Twine (TWI); c,h) Mauder (MAU); d,i) Charuchittipan (CHA); and e,f) Bowen Ratio (BR). Todos em $W m^{-2}$.

