



JOSÉ ALVES JUNQUEIRA JÚNIOR

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DA
INTERCEPTAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO E DA
UMIDADE DO SOLO EM FRAGMENTO DE
MATA ATLÂNTICA**

**LAVRAS – MG
2016**

JOSÉ ALVES JUNQUEIRA JÚNIOR

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DA INTERCEPTAÇÃO DA
PRECIPITAÇÃO E DA UMIDADE DO SOLO EM FRAGMENTO DE
MATA ATLÂNTICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, para a obtenção do título de Doutor.

Orientador
Dr. Carlos Rogério de Mello
Coorientador
Dr. José Márcio de Mello

**LAVRAS – MG
2016**

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca
Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

Junqueira Júnior, José Alves.

Monitoramento e modelagem da interceptação da precipitação
e da umidade do solo em fragmento de Mata Atlântica / José Alves
Junqueira Júnior. – Lavras : UFLA, 2016.
188 p. : il.

Tese(doutorado)–Universidade Federal de Lavras, 2016.
Orientador(a): Carlos Rogério de Mello.
Bibliografia.

1. Dossel. 2. Interceptação. 3. Partição da chuva. 4. Umidade
do solo. 5. Índices de representação da paisagem. I. Universidade
Federal de Lavras. II. Título.

JOSÉ ALVES JUNQUEIRA JÚNIOR

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DA INTERCEPTAÇÃO DA
PRECIPITAÇÃO E DA UMIDADE DO SOLO EM FRAGMENTO DE
MATA ATLÂNTICA**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras, como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, área de concentração em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 12 de abril de 2016.

Dr. Carlos Rogério de Mello	UFLA
Dr. Gilberto Coelho	UFLA
Dr. José Márcio de Mello	UFLA
Dr. Samuel Beskow	UFPEL
Dra. Silvia de N. M. Yanagi	UFLA

Dr. Carlos Rogério de Mello
Orientador
Dr. José Márcio de Mello
Coorientador

**LAVRAS – MG
2016**

Gostaria de dedicar esta obra à minha família, primeiramente, aos meus pais, Junqueira e Zélia, que sempre renunciaram aos seus sonhos, para que pudéssemos realizar os nossos. Quero dizer que esta conquista não é só minha, mas nossa! Tudo que consegui só foi possível graças ao amor, apoio e dedicação que vocês sempre tiveram por mim. Ensinar-me a agir com respeito, simplicidade, dignidade, honestidade e amor ao próximo. E, graças à união de todos, os obstáculos foram ultrapassados, vitórias foram conquistadas e alegrias divididas.

Aos meus irmãos, Elizabeth, Elizete, Valdir, Maria da Glória, Maria Auxiliadora, Lucia Helena, Marlene, Eduardo e Eliane, por todo apoio desde o início da graduação, pelo incentivo e ajuda nos momentos em que caí, pela compreensão e atenção ao longo desta trajetória, que me levou à concretização de mais uma etapa. Espero que eu possa ter servido de exemplo aos nossos filhos.

De forma muito especial, dedico à minha esposa, Karla, de quem, muitas vezes, roubei o tempo que lhe pertencia para dedicar-me a este trabalho. Pela oportunidade e alegria de estar a seu lado, minha grande companheira, a mulher que eu amo. Por sempre acreditar que nossos planos e aventuras poderiam se concretizar, você sempre acreditou em mim, mais que eu mesmo!

Por fim, dedico aos meus filhos, Ana Júlia e Pedro Lucas, minha maior obra, renovação da minha vida e das alegrias. Espero que vocês possam viver em um mundo mais justo.

DEDICO

AGRADECIMENTOS

“O agradecimento é a memória do coração”, neste sentido, a oportunidade de agradecer se torna muito especial.

Agradeço, primeiramente, a DEUS pela vida, pela família, pelo trabalho e por me amparar nos momentos difíceis.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), em especial ao Programa de Pós-Graduação em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas, pela oportunidade de realização do curso.

Ao Instituto Federal do Sudeste de Minas, pelo afastamento parcial para a conclusão deste trabalho e pela concessão de bolsa de auxílio à qualificação.

A todos os estudantes de iniciação científica e de pós-graduação que trabalharam conosco, durante a realização deste trabalho, agradeço em nome do aluno Geovane Junqueira Alves.

Ressalto as colaborações dos professores Gilberto Coelho (DEG/UFLA), José Márcio de Mello (DCF/UFLA), Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (DEG/UFLA) e Samuel Beskow (UFPEL), que muito contribuíram com o trabalho.

Destaco, com toda gratidão e prazer, a amizade e orientação do Professor Carlos Rogério de Mello. Agradeço pelo seu incentivo, confiança e compreensão. Tenho muito orgulho de citá-lo como um dos responsáveis pela minha formação profissional. Você é um exemplo de simplicidade, compreensão e competência, sempre foi muito além do que o dever impõe.

MUITO OBRIGADO!

RESUMO GERAL

Em virtude da influência das florestas no ciclo hidrológico, o conhecimento de processos ecohidrológicos em remanescentes de ecossistemas ameaçados é extremamente relevante. Embora as florestas exerçam grande importância, no contexto ambiental, estudos sobre as relações eco - hidrológicas que envolvam fatores edáficos, topográficos, climáticos, pedológicos e vegetativos são praticamente inexistentes, sobretudo em ecossistemas tropicais. Sob floresta natural, as investigações são incipientes dada a complexidade das observações em campo e da análise espaço-tempo, pois requerem um plano amostral adequado. Nesse sentido, objetivou-se promover um estudo detalhado da partição da precipitação, acompanhado do monitoramento da umidade do solo (θ), para analisar a variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal em um ecossistema típico da Mata Atlântica brasileira, localizado no Sul de Minas Gerais, sendo um remanescente de Floresta Estacional Semidecídua Montana (FESM). Para tanto, avaliaram-se as precipitações externa (P_e), interna (P_i), efetiva (P_{ef}) e interna excedente (P_{ie}), interceptação (I), escoamento pelos troncos (E_{st}), capacidade de armazenamento do dossel (A_d) e dos troncos (A_t), visando modelar os totais diários de I no período compreendido entre set/2012 e mar/2015. Para tanto, selecionaram-se 32 árvores em que foram instalados conjuntos de equipamentos para o monitoramento das variáveis ecohidrológicas citadas. A estabilidade temporal de θ foi avaliada nas profundidades (z) (0,10; 0,20; 0,30; 0,40 e 1,0 m), verificando se os indicadores de estabilidade são dependentes de z , P_{ef} , condutividade hidráulica do solo saturado (k_0), índice de área foliar (IAF) e índices de representação da paisagem, visando à identificação de pontos representativos do comportamento de θ . Neste caso, foram realizadas leituras mensais de θ nas direções x , y e no tempo, nos 32 pontos. Constatou-se que P_i e E_{st} apresentaram maior variabilidade em períodos chuvosos e que o número de pontos para este monitoramento detectou as variações sazonais. A A_t não apresentou correlação com a área da copa, altura, DAP e IAF, enquanto P_{ie} mostrou-se associada ao número de eventos, intensidade e volume de P_e , velocidade e direção dos ventos, e IAF. Os modelos de Liu e Gash apresentaram ajustes distintos na simulação de I , para este ecossistema e Gash subestimou em até 21% a I com evaporação gerada pela equação de Gash (1979), além de se mostrar instável a longos períodos de estiagem. Observou-se que Liu superestimou I em até 11,5% com a evaporação gerada por P-M, apresentando-se mais estável nos períodos analisados. Com base nestes resultados, recomenda-se o modelo Gash, para a modelagem da I , em ambientes semelhantes à FESM e sob condições normais de clima, que é uma das principais formações florestais da região sudeste do Brasil. Constatou-se diminuição da variabilidade das estatísticas de estabilidade nas maiores profundidades. Houve maior estabilidade temporal de

θ , nas áreas mais baixas do relevo, menor nas altitudes médias e nenhuma estabilidade nas regiões mais elevadas, concluindo-se que as características topográficas afetam a estabilidade e a identificação de pontos estáveis. Os pontos escolhidos para monitoramento nas profundidades diferiram em relação à sua localização. Foi verificado que os índices de representação podem ser incorporados, nas análises de estabilidade temporal, associando-os às peculiaridades do solo e da floresta, auxiliando na seleção de pontos representativos.

Palavras-chave: Interceptação. Dossel. Modelagem da Interceptação. Partição da chuva. Umidade do solo. Estabilidade temporal. Precipitação efetiva. Diferença relativa. Índices de representação da paisagem.

GENERAL ABSTRACT

Due to the influence of forests on the hydrologic cycle, the awareness of ecohydrologic processes in remaining areas of threatened ecosystems is extremely relevant. Although forests have great importance in the environmental context, studies about hydrologic relationships that encompass edaphic, topographic, climate, pedological and vegetative factors are practically nonexistent, especially in tropical ecosystems. Under native forests, investigations are incipient due to the complexity of field observation and to time-space analysis, for they require an adequate sample plan. So in this sense, we aim to study the precipitation partition in detail and monitor soil moisture (θ) in order to analyze the space-time variability and time stability in an ecosystem located in the southern part of Minas Gerais, typical of the Brazilian Atlantic Forest. That ecosystem is a remaining area of the Tropical Mountain Semideciduous Forest. For examining this, we investigated external (E), internal (IP), effective (EP), and exceedingly internal precipitations (EIP), throughfall and stemflow, the canopy's and the trunks' storage capacity, aiming at modeling I's diary totals between Sept./2012 and Mar./2015. For this, we selected 32 trees where sets of monitoring equipment were installed in order for us to examine the aforementioned ecohydrologic variables. The temporal stability of θ was evaluated in the depths (z) (0.10, 0.20, 0.30, 0.40 e 1.0 m), which allowed us to investigate whether the stability indicators depend on z, EP, saturated soil's hydraulic conductivity (k_0), leaf area index (LAI) and landscape representation indexes, aiming at indentifying representative aspects of θ 's behavior. In this case, we interpreted θ on a monthly basis in the x and y directions. Also, we took time reference into consideration, in the 32 spots. We noticed that IP and TR showed greater variability in rainy seasons and that the number of spots for this monitoring detected seasonal variations. The TSC did not display any correlation with the canopy's area, height, DAP and LAI, whereas the EI could be associated with the number of events, EP's intensity and volume, wind speed and direction, and the LAI. Liu and Gash's models demonstrated good results in the simulation of I for this ecosystem. Gash underestimated I in 21%, with evaporation generated by Gash's (1979) equation, besides being stable in long periods of drought. We noticed that Liu overestimated I in 11.5%, with evaporation generated by P-M's equation, being more stable in the drought periods. Based on those results, we recommend the Gash model for the modeling of I in environments similar to TMSF, which is one of the main forest formations in Southeast Brazil. We perceived a decrease in the variability of the stability's statistics in the greater depths. There was greater temporal stability of θ in the terrain's lowest areas, less stability in medium altitudes, and no temporal stability in the highest regions. We concluded that the topographic characteristics affect stability and identification of stable spots. The spots chosen for the monitoring in the depths deferred according to their location. We noticed that the representation

indexes can be incorporated in the temporal stability's analyses and be associated with the soil's and forest's specificities, which helps in the selection of representative spots.

Keywords: Interception. Canopy. Interception Modeling. Rain partition. Soil humidity. Temporal stability. Effective precipitation. Relative difference. Landscape representation indexes.

LISTA DE ABREVIATURAS

Abr	Abril
Ago	Agosto
ASAS	Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul
CV	Coefficiente de variação
DAP	Diâmetro a altura do peito
DEM	Digital Elevation Model
dez	Dezembro
DP	Desvio padrão
EF	Eficiência do modelo
FB	Tendência fracionada
FESM	Floresta Estacional Semidecídua Montana
fev	Fevereiro
GRW	Meridiano de Greenwich
IA	Índice de concordância modificado de Willmott
IAF	Índice de área foliar
Jan	Janeiro
Jul	Julho
Jun	Junho
MAE	Erro médio absoluto
Mai	Maio
MAPE	Erro médio absoluto
Mar	Março
MBE	Erro médio
MDE	Modelo digital de elevação
MG	Minas Gerais
MQO	Mínimos quadrados ordinários

N	Norte
NMPE	Erro médio normalizado
NNW	Norte noroeste
Nov	Novembro
Out	Outubro
RMSE	Raiz quadrada do erro médio quadrático
S	Sul
SE	Sudeste
Set	Setembro
SSE	Sul sudeste
SWI	Índice de umidade SAGA
TOM	Torre de observação meteorológica
TWI	Índice topográfico de umidade
W	Oeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

LISTA DE SIGLAS

DCF	Departamento de Ciências Florestais
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IHP	Programa Hidrológico Internacional
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LEMAF	Laboratório de Estudos e Projetos em Manejo Florestal
UFLA	Universidade Federal de Lavras

LISTA DE SÍMBOLOS

I	Interceptação pelo dossel
P_e	Precipitação externa
P_i	Precipitação interna
P_{ef}	Precipitação efetiva
E_{st}	Escoamento pelos troncos
A_d	Capacidade de armazenamento pelo dossel
A_t	Capacidade de armazenamento pelos troncos
P_{ie}	Precipitação interna excedente
θ	Umidade do solo
z	Profundidade do solo
k_0	Condutividade hidráulica do solo saturado
C_{wa}	Classificação climática de Köppen para Lavras-MG
P_L	Precipitação livre
P_G	Precipitação que goteja do dossel
ζ	Erro padrão da média
σ	Desvio padrão
n	Nº de pluviômetros e coletores de escoamento instalados
V	Volume de E_{st} coletado diariamente
A	Área estimada da copa da árvore de interesse
H_t	Altura total da árvore de interesse
b	Coefficientes linear da reta de regressão
a	Coefficiente angular da reta de regressão
m	Nº de eventos de precipitação ocorridos por dia
c	Fração de cobertura do dossel
$A_{d,t}$	Capacidade de armazenamento da formação floretal
\bar{E}_v	Taxa média de evaporação do dossel

\bar{R}	Intensidade média da precipitação para saturar o dossel
P'_g	Ponto de saturação do dossel
p	Coefficiente de precipitação livre
m	Nº de precipitações que foram insuficientes para superar A_d
I_c	I durante eventos de precipitação que não saturam o dossel
I_w	Evaporação no dossel durante o processo de molhamento
I_a	Evaporação no dossel depois do término da precipitação
I_s	Evaporação no dossel depois da saturação do mesmo
I_n	I durante eventos de precipitação que saturam o dossel
n	Nº de precipitações que superam A_d
S_c	Valor de A_d por unidade de área de cobertura do dossel
\bar{E}_{v1}	Evaporação estimada seguindo Gash (1979)
E	Taxa de evaporação do dossel
\bar{E}_{v2}	Evaporação estimada pelo modelo de Penman-Monteith
Δ	Declividade da curva de pressão de vapor de saturação
A	Saldo de radiação
ρ	Densidade do ar úmido
c_p	Calor específico do ar à pressão constante
D	Déficit de pressão de vapor
g_a	Condutância aerodinâmica
λ	Calor latente de vaporização da água
γ	Constante psicrométrica
u_*	Velocidade de fricção do vento
u	Velocidade do vento
k	Constante de von-karman
τ_x	Estresse de deslizamento
ρ_a	Densidade do ar
N	Nº de pares de observações

E_i	Valor estimado
O_i	Valor observado
\bar{O}	Média do valor observado
\bar{P}	Média do valor predito
r	Coefficiente de correlação
I_{RL}	Interceptação estimada pela equação de regressão linear
x	Constante do permeâmetro de Guelph
$R1$ e $R2$	Taxas de infiltração estabilizadas a 5 e 10 cmca
TSI	Indicador de estabilidade temporal
δ	Diferença relativa média
d	Índice de concordância de Willmott
r_s	Coefficiente de correlação de Spearman
T	Estatística do teste de Spearman
α	Nível de significância
M	Nº de meses de monitoramento de θ

LISTA DE FIGURAS

CAPÍTULO 1

- Figura 1 Distribuição da aplicação dos modelos aplicados no mundo. Os modelos de Gash, Rutter e Calder são as versões originais. Adaptado de Muzylo et al. (2009)..... 36
- Figura 2 Distribuição da aplicação dos modelos entre os principais tipos de vegetação. Adaptado de Muzylo et al. (2009)..... 36

CAPÍTULO 2

- Figura 1 Localização geográfica da FESM com os pontos de monitoramento..... 57
- Figura 2 Imagem do dossel da FESM estudada 59
- Figura 3 Temperaturas médias mensais (a) e precipitação média mensal (b) para Lavras (Normais climatológicas de 1961 a 1990), e evapotranspiração potencial (b), extraído de Dantas et al. (2007)..... 60
- Figura 4 Pluviômetro (a) instalado na torre de observação micrometeorológica (TOM) (b) e esquema de observação da precipitação externa (c) na área experimental da FESM..... 63
- Figura 5 Pluviômetros (a) e calhas (b) instalados na FESM..... 66
- Figura 6 Dispositivos usados no monitoramento do escoamento no tronco na FESM..... 68
- Figura 7 Classes de altura (Ht) e DAP de todos os indivíduos que ocupam a FESM (A, C) e indivíduos selecionados para o monitoramento do escoamento pelo tronco (B, D)..... 71

Figura 8	Precipitação total mensal externa observada na TOM no período de set-2012 a mar-2015 e valores médios e respectivos desvios para a série histórica da região estudada.....	85
Figura 9	Relação entre a precipitação interna medida pelos pluviômetros e calhas.....	88
Figura 10	Relação entre a precipitações interna média e precipitação externa monitorada na TOM da FESM.....	89
Figura 11	Relação entre o percentual interceptado e o número de dias com precipitação externa registrados na FESM nos meses de monitoramento (09/2012 a 03/2015) na TOM.....	95
Figura 12	Relação entre o percentual escoado pelos troncos e o número de dias com precipitação externa registrados na FESM nos meses de monitoramento (09/2012 a 03/2015).....	96
Figura 13	Relações entre as médias sazonais da precipitação externa (P_e) com a precipitação interna (P_i), precipitação efetiva (P_{ef}), escoamento pelos troncos (E_{st}) e interceptação (I), entre 01/10/2012 a 31/03/2015.....	97
Figura 14	Capacidade de armazenamento do dossel (A_d) com base na Interceptação (%) e precipitação externa (mm dia^{-1}), dos 270 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015.....	101
Figura 15	Relação entre o armazenamento do tronco (A_t) estimado com a Área da copa em m^2 (A), Ht em m (B), DAP em cm (C) e IAF em mm^{-2} (D) para as 32 árvores monitoradas na FESM.....	103
Figura 16	Capacidade de armazenamento dos troncos com base no Escoamento pelo tronco (mm) e precipitação externa (mm	

	dia ⁻¹), dos 188 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015.....	104
Figura 17	Interceptação (%) decrescente com sua respectiva precipitação externa (mmdia ⁻¹), dos 270 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015.....	106
Figura 18	Valores diários médios da precipitação interna excedente decrescente com sua respectiva precipitação externa no período de setembro de 2012 a março de 2015.....	107
Figura 19	Velocidade média e máxima (ms ⁻¹) dos ventos, direção predominante e P_{ie} para a FESM no ano hidrológico 13/14....	109
Figura 20	Variação espacial da P_{ie} (%) (A) e direção do vento (B) para o dia 21/12/2013 na FESM	110
Figura 21	Relações entre a precipitação externa (P_e) observada na TOM com a precipitação interna (P_i), precipitação efetiva (P_{ef}), escoamento pelos troncos (E_{st}) e interceptação I, entre 01/10/2012 a 31/03/2015.....	114
Figura 22	Classes de precipitações externas registradas na FESM durante o período de monitoramento.....	116
Figura 23	Gráficos de ajuste das variáveis hidrometeorológicas gerados pelas equações lineares.....	118
Figura 24	Interceptação acumulada observada e simulada pelos modelos ajustados e métodos de obtenção da evaporação (A, Gash e B, P-M) para o ano hidrológico 2012/2013.....	122
Figura 25	Interceptação acumulada observada e simulada pelos modelos ajustados e métodos de obtenção da evaporação (A, Gash e B, P-M) para o ano hidrológico 2013/2014.....	122

CAPÍTULO 3

Figura 1	Modelo digital de elevação (MDE) da área experimental com os pontos de monitoramento da umidade do solo (θ), índice de área foliar (IAF), precipitação efetiva (P_{ef}), precipitação externa (P_e) e condutividade hidráulica do solo saturado (k_0) durante o período de análise na FESM.....	146
Figura 2	Box-plot dos dados de θ para todas as profundidades estudadas.....	159
Figura 3	Variações do coeficiente de variação e desvio padrão da (θ) no perfil do solo no tempo (CV_j e DP_j) e no espaço (CV_i e DP_i).....	161
Figura 4	Valores da P_{ef} total (mm) e do IAF médio (m^2m^{-2}) durante o período de monitoramento em cada um dos 32 pontos observados.....	162
Figura 5	Medidas de dispersão relativas (CV e DP) em períodos hidrológicamente semelhantes (secos e úmidos) avaliadas no tempo (i) e no espaço (j).....	164
Figura 6	Distribuição espacial da k_0 para a profundidade de 0,20 m do perfil do solo na FESM.....	166
Figura 7	Distribuição dos indicadores de estabilidade temporal da θ da FESM para todo o período considerado.....	168
Figura 8	Distribuição da umidade média do solo ($\bar{\theta}_{ji}$) e do coeficiente de correlação médio de Spearman (\bar{r}_s) no perfil do solo na FESM para todo o período de análise.....	172
Figura 9	Diferenças relativas médias, desvio padrão e TSI da umidade para todo o período e em todos os pontos de	

	observação na FESM nas profundidades 0,10 m (a), 0,20 m (b), 0,30 m (c), 0,40 m (d) e 1,00 m (e).....	176
Figura 10	Estatísticas de estabilidade temporal dos pontos seleccionados nas profundidades de interesse, P_{ef} e k_0 para $z = 0,20$ m em cada ponto.....	177
Figura 11	MDE (a), k_0 (b) e Índices de representação da paisagem (c, d, e, f) da FESM com a identificação dos pontos de estabilidade temporal da umidade no perfil.....	180

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 2

Tabela 1	Classes de DAP, n° de indivíduos e respectivas percentagens obtidas para a FESM estudada.....	58
Tabela 2	Identificação das espécies florestais na FESM para monitoramento do escoamento pelo tronco.....	69
Tabela 3	Caracterização dos 10 primeiros eventos para análise do erro padrão associado à precipitação interna e escoamento pelo tronco.....	85
Tabela 4	Resumo comparativo das técnicas de monitoramento da precipitação interna.....	88
Tabela 5	Valores de precipitação externa (P_e), precipitação interna (P_i), escoamento pelo tronco (E_{st}), precipitação efetiva (P_{ef}) e perdas por interceptação (I) no período de 1º de setembro de 2012 a 31 de março de 2015.....	90

Tabela 6	Alguns resultados de precipitação interna, escoamento pelo tronco e interceptação, registrados em diferentes regiões climáticas, vegetativas e experimentais.....	92
Tabela 7	Média aritmética da precipitação interna excedente e índice de área foliar, precipitação externa e número de eventos com P_{ie} no período de setembro de 2012 a março de 2015 na FESM.....	112
Tabela 8	Modelos matemáticos obtidos pelo método de Leyton entre (P_e), (P_i), (E_{st}) a (P_{ef}), realizadas com todas as 270 coletas diárias realizadas entre 01/09/2012 e 31/03/2015....	115
Tabela 9	Estatísticas de precisão geradas pelas equações ajustadas...	119
Tabela 10	Parâmetros de entrada para o ajuste dos modelos.....	120
Tabela 11	Estatísticas de precisão geradas pelos modelos de interceptação ajustados.....	121

CAPÍTULO 3

Tabela 1	Estatísticas da análise exploratória das séries históricas...	160
Tabela 2	Matriz de correlação da umidade entre as profundidades do solo na FESM.....	166
Tabela 3	Estatísticas do teste de Spearman (T) em diferentes datas de amostragem e profundidades de interesse no perfil do solo na FESM.....	169
Tabela 4	Coefficiente de correlação de Spearman (r_s) nas profundidades (z) de interesse e lâmina de P_{ef} acumulada (mm) durante os respectivos meses de monitoramento da umidade na FESM.....	171

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 Introdução Geral	24
1 INTRODUÇÃO.....	24
2 REFERENCIAL TEÓRICO	27
2.1 Floresta Estacional Semidecidual Montana	27
2.2 Hidrologia Florestal.....	30
2.3 Modelagem da Interceptação.....	33
2.4 Umidade do solo (θ)	37
2.5 Ecohidrologia	40
3 CONSIDERAÇÕES GERAIS	42
REFERÊNCIAS	44
CAPÍTULO 2 Interceptação da Precipitação em um Fragmento de Floresta Estacional Semidecídua Montana do Sul de Minas Gerais: Modelagem e Estudo Observacional.....	51
1 INTRODUÇÃO.....	53
2 MATERIAL E MÉTODOS	56
2.1 Localização e aspectos gerais da área de estudo	56
2.2 Monitoramento da precipitação externa (P_e)	62
2.3 Monitoramento da precipitação interna (P_i)	63
2.4 Monitoramento do escoamento pelo tronco (E_{st})	67
2.5 Monitoramento da interceptação (I), capacidade de armazenamento de água pelo dossel (A_d) e pelo tronco (A_t).....	72
2.6 Modelagem da interceptação (I)	75
2.6.1 Modelo reformulado de Liu	75
2.6.2 Modelo analítico reformulado de Gash.....	77
2.6.3 Estimativa da evaporação média do dossel (E_v)	79
2.7 Avaliação dos modelos ajustados.....	81
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	84
3.1 Análise do monitoramento hidrometeorológico na FESM.....	84
3.1.1 Análise da P_e , P_i e E_{st}	84
3.1.2 Análise da metodologia de amostragem da P_i	87

3.2 Sazonalidade das variáveis hidrometeorológicas na FESM.....	88
3.3 Estimativa de A_d , A_t e P_{ie}	99
3.3.1 Capacidade de armazenamento do dossel florestal da FESM.....	99
3.3.2 Capacidade de armazenamento dos troncos	102
3.3.3 Precipitação interna excedente	104
3.4 Modelagem das variáveis hidrometeorológicas em ambiente florestal	113
3.4.1 Regressões lineares das variáveis observadas	113
3.4.2 Ajuste dos modelos de Gash e Liu para estimativa da interceptação da precipitação na FESM.....	119
4 CONCLUSÕES.....	126
REFERÊNCIAS.....	128
CAPÍTULO 3 Estabilidade Temporal da Umidade do Solo (θ) em Diferentes Profundidades sob Floresta Estacional Semidecidual Montana	
.....	136
1 INTRODUÇÃO.....	138
2 MATERIAL E MÉTODOS	142
2.1 Características da área de estudo.....	142
2.2 Análise do IAF, k_0 , P_e e P_{ef} na FESM	145
2.2.1 Análise do IAF e k_0	145
2.2.2 Análise da P_e e P_{ef}	147
2.3 Análise da umidade (θ).....	148
2.3.1 Amostragem, calibração e estatística descritiva.....	148
2.3.2 Estabilidade temporal de θ	151
2.4 Análise dos índices de representação da paisagem	155
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	156
3.1 Análise exploratória de dados.....	156
3.2 Comportamento das medidas de dispersão de θ no perfil.....	158
3.3 Relação de θ entre as profundidades monitoradas	163
3.4 Comportamento da estabilidade temporal da θ no perfil do solo.....	165
3.5 Posição padrão para o monitoramento de θ no perfil do solo.....	171
4. CONCLUSÕES.....	182
5. REFERÊNCIAS.....	183

CAPÍTULO 1 INTRODUÇÃO GERAL

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, as pressões provocadas pelo crescimento exagerado das cidades têm gerado diversos desequilíbrios sociais e ambientais, os quais se refletem numa série de alterações dos ecossistemas naturais. Estes desequilíbrios têm levado a uma grande preocupação por parte da comunidade mundial quanto à preservação dos recursos ambientais e sua disponibilidade para as gerações futuras. Dentre estes recursos, as florestas e os recursos hídricos são considerados essenciais para um desenvolvimento sustentável. Assim, estudos que promovem o entendimento das relações ecohidrológicas assumem papel de grande relevância no que concerne aos processos integrados do sistema eco-hidro-pedológico.

No Estado de Minas Gerais, as florestas semidecíduas encontram-se, em geral, reduzidas a poucos agrupamentos, pois foi um ecossistema bastante devastado no estado. Na bacia do rio Grande, as florestas semidecíduas foram, drasticamente, reduzidas para a implantação da agropecuária em solos mais férteis e úmidos, restando apenas alguns fragmentos protegidos. A região Sul de Minas Gerais constitui uma importante região no contexto ambiental, uma vez que abriga algumas parcelas remanescentes deste ecossistema, bem como nascentes de importantes rios.

Muitos ecossistemas regionais estão sendo afetados por mudanças climáticas atribuídas ao aquecimento global e creditadas, principalmente, ao incremento das concentrações do dióxido de carbono na atmosfera terrestre. Em decorrência destas mudanças, a antropização das florestas tem provocado preocupações constantes no tocante à sua capacidade de manutenção natural, bem como de produção de serviços ambientais. A manutenção dos ecossistemas naturais é, estrategicamente, importante para o Brasil. Ressalta-se que a

modelagem e o estudo observacional ecohidrológicos da região Sul de Minas, especialmente no contexto de remanescentes de mata atlântica, é desconhecido, ficando o entendimento da interação entre os processos hidrológicos com a dinâmica dos ecossistemas sem as devidas respostas.

Neste sentido, percebe-se que o estudo das relações entre a ecologia, hidrologia e climatologia de um ecossistema típico desta região é de suma importância. A utilização e validação de ferramentas que possam prever a influência da cobertura vegetal nas perdas por interceptação e, por consequência, a capacidade de geração de precipitação efetiva pela floresta, são bastante significativas para a manutenção do ecossistema. Portanto, estudos observacionais das variáveis ecohidrológicas são vitais para o entendimento desta complexa relação. Além do monitoramento hidroclimático tradicional, a umidade do solo fornece informações que, se adequadamente aplicadas, subsidiarão o entendimento dos processos ecohidrológicos. Sua variabilidade espacial e temporal é algo que merece ser estudado e correlacionada com outros parâmetros ecohidrológicos e físico-hídricos, sendo possível avaliar sua relação com a cobertura vegetal bem como com outros índices que representam a paisagem.

Os resultados desta investigação encontram forte aplicação no âmbito ambiental e na gestão dos recursos hídricos, uma vez que a disponibilidade de dados ecohidrológicos e parâmetros confiáveis para o ajuste de modelos físicos de interceptação para este tipo de ecossistema são muito restritos ou inexistentes. O presente estudo, por tratar de um ecossistema ambientalmente frágil, juntamente com sua importância para o desenvolvimento da região sudeste do Brasil e, por constituir um dos principais ambientes produtores de água do país, fornece expressivas aplicações, no contexto de desenvolvimento sustentável da região, possibilitando o conhecimento científico da importância da floresta no tocante aos recursos hídricos e sua relação com o solo.

Assim, buscou-se, com este trabalho, promover um estudo detalhado da

partição da chuva em um ecossistema típico da Mata Atlântica brasileira, localizado no Sudeste do Brasil, sendo um remanescente de floresta estacional semidecídua de montana (FESM), visando subsidiar a modelagem dos totais diários de interceptação da água da chuva pelo dossel. Além disso, objetivou-se avaliar, sazonalmente, as perdas de precipitação pela interceptação (I), precipitação externa (P_e), precipitação interna (P_i), precipitação efetiva (P_{ef}), escoamento pelo tronco (E_{st}), capacidade de armazenamento pelo dossel (A_d) florestal além da capacidade de armazenamento dos troncos (A_t) e a presença de precipitação interna excedente (P_{ie}).

Buscou-se, ainda, com o respectivo trabalho, adquirir informações sistemáticas sobre a variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal da umidade do solo (θ) sob diferentes condições de cobertura do dossel florestal. Objetivou-se, também, avaliar o padrão de estabilidade para cinco diferentes profundidades ($z = 0,1; 0,2; 0,3; 0,4$ e $1,0$ m) no perfil do solo, correlacionando os índices de variabilidade e estabilidade com a profundidade. Verificou-se, ainda, a relação entre a (θ) com a (P_{ef}), condutividade hidráulica do solo saturado (k_0) e índice de área foliar (IAF), visando à identificação de pontos representativos para implementação do monitoramento contínuo da (θ) nas profundidades de interesse. E, por último, relacionaram -se os pontos selecionados com os índices de representação da paisagem gerados a partir do modelo digital de elevação (MDE) da FESM para sua validação.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Floresta Estacional Semidecidual Montana

A Mata Atlântica é formada por um conjunto de formações florestais que abrange florestas Ombrófilas Densa, Ombrófila Mista, Ombrófila Aberta, Estacional Decidual e Estacional Semidecidual, além de outros ecossistemas associados como as restingas, manguezais e campos de altitude (MORELLATO; HADDAD, 2000; VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991), configurando-se em uma das regiões ecológicas de maior complexidade do planeta e um dos mais importantes biomas florestais do Brasil (MORELLATO; HADDAD, 2000). Esta complexidade de estruturas e composições florísticas diferenciadas são função da heterogeneidade das características geológicas, geomorfológicas e climáticas existentes em sua extensa área de abrangência. De acordo com Ribeiro et al. (2009), originalmente, estes ecossistemas integrados se estendiam por, aproximadamente, 1,48 milhões de km² em 17 estados do território brasileiro, abrangendo, total ou parcialmente, 3.222 municípios.

A degradação ambiental ocasionada pela pressão do crescimento populacional e econômico do país, aliada à inexistência de uma política de gerenciamento dos recursos naturais, fez com que, ao longo dos anos, a área de ocupação original deste ecossistema reduzisse drasticamente. Em 2005, os remanescentes de vegetação nativa ocupavam cerca de 163.755 km² (12% de sua cobertura original) e encontravam-se em diferentes estágios de regeneração, sendo que apenas cerca de 7% se encontravam bem conservados em fragmentos acima de 100 hectares (RIBEIRO et al., 2009). De acordo com Lira et al. (2012), os remanescentes de Mata Atlântica são distribuídos em pequenos e degradados fragmentos que foram alterados pelas atividades humanas. Mesmo reduzida e muito fragmentada, estima-se que, na Mata Atlântica, existam cerca de 20.000

espécies vegetais (cerca de 35% das espécies existentes no Brasil), incluindo diversas espécies endêmicas e ameaçadas de extinção (MURRAY-SMITH et al., 2009). Stehmann et al. (2009) apresentam uma listagem de 15.782 espécies, distribuídas em 2.257 gêneros e 348 famílias, das quais 6% dos gêneros e 45% de espécies são considerados endêmicas do bioma da Mata Atlântica.

Em Minas Gerais, a Mata Atlântica ocupa cerca de 10% da área do estado e, aproximadamente, 85% deste montante são identificadas, de acordo com o Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (2012), como Floresta Estacional Semidecidual Montana (FESM), o que representa 8,9% da área original (SCOLFORO; CARVALHO, 2006), sendo amplamente distribuída, com predomínio em áreas com regime de precipitação sazonal. Segundo Werneck et al. (2010), a FESM é uma fitofisionomia que se localiza tanto na porção interior do domínio da Mata Atlântica quanto nos interflúvios com o domínio do Cerrado (IBGE, 2012). De uma forma geral, as florestas semidecíduais situadas na Mata Atlântica recebem influência florística da floresta ombrófila densa, enquanto as localizadas no Cerrado recebem influência deste domínio (WERNECK et al., 2010).

No Estado de Minas Gerais, as florestas semidecíduas situam-se, principalmente, na região centro-sul e leste (IBGE, 2012) e encontram-se, em geral, reduzidas a poucos agrupamentos, pois foi a tipologia mais rápida e extensamente devastada no estado desde o período colonial (OLIVEIRA-FILHO; MACHADO, 1993). De acordo com Meyer et al. (2015), na bacia do rio Grande, no sul de Minas Gerais, as florestas semidecíduas foram drasticamente reduzidas, uma vez que sua ocorrência coincide com solos mais férteis e úmidos, que são mais visados pela agropecuária (OLIVEIRA-FILHO et al., 1994). Nunes et al. (2003) destacam que a quase totalidade da cobertura florestal primitiva da Região do Alto Rio Grande, no centro-sul do estado de Minas Gerais, foi reduzida a remanescentes esparsos, a grande maioria com menos de 10ha, restando

pouquíssimas áreas contínuas de floresta com grande extensão (apenas três possuem mais de 250 ha em toda a região).

Fragmentos como estes sofrem, frequentemente, interferências inerentes ao processo de fragmentação, como o efeito de borda e o isolamento da área (HUNTER, 1996) e, também, perturbações antrópicas, como a retirada seletiva de madeira e o fogo. De acordo com Silva et al. (2005), na região do Alto Rio Grande, sul de Minas Gerais, os produtores rurais, ainda, fazem uso frequente do fogo como prática agropecuária, para limpeza das áreas e renovação de pastagens, geralmente, com nenhum controle e sem orientação técnica e, frequentemente, o fogo alcança os remanescentes florestais.

Com relação ao desmatamento, os últimos levantamentos apresentados por Scolforo e Carvalho (2006), no inventário florestal de Minas Gerais (2003-2005), sinalizam para uma perda de 42,5 mil hectares de florestas estacionais semidecíduas no período de análise em todo o estado de Minas. A maioria dos desmatamentos se deu, dentro da fisionomia de Mata Atlântica (22.700 ha), ficando a fisionomia do cerrado mineiro com, aproximadamente, 19.700 ha de desmatamento da FESM entre 2003 e 2005. Essa degradação está associada às ações antrópicas, relacionadas, principalmente, à expansão urbana e à ocupação humana, resultando na ampliação do processo de fragmentação e no comprometimento da proteção da biodiversidade do bioma (ÁVILA; MELLO; SILVA, 2011). Na bacia hidrográfica do Rio Grande, a taxa anual média de desmatamento no período apresentou um pequeno aumento de 0,02% (2.362 ha). Contudo, apresenta relevante desequilíbrio regional e, embora em algumas sub-bacias do Rio Grande (GD5 e GD6) o desmatamento da FESM, praticamente, tenha sido abolido, em outras (GD2) houve um acréscimo considerável (1.170 ha de desmatamento entre 2003 e 2005). Dentre os municípios que apresentaram menores percentuais de desmatamento, Lavras é um dos que se destacam com menor índice (com desmatamento zero entre 2003 e 2005).

Considerando que a FESM apresenta estrita relação com a água (OLIVEIRA-FILHO et al., 1994) e que as florestas desempenham papel fundamental para a manutenção dos processos hidrológicos (ÁVILA; MELLO; SILVA, 2011) e, apesar da existência de novos avanços importantes no contexto ambiental, como o monitoramento contínuo da cobertura vegetal deste bioma (SCOLFORO; CARVALHO, 2006), os quais permitem informações fundamentais para a inovação de estratégias de conservação, ressalta-se que o monitoramento ecohidrológicos, especialmente no contexto de remanescentes em condições de vulnerabilidade ambiental, é fundamental.

Neste contexto, observa-se que o conhecimento da hidrologia e da climatologia e as suas interligações com os ecossistemas florestais são de suma importância, tanto do ponto de vista ambiental quanto econômico e social, em face dos impactos provocados pela ação antrópica na região.

Desta forma, torna-se urgente a necessidade de se avaliar os processos ecohidrológicos existentes nestes ambientes, bem como compreender a organização espacial da comunidade de plantas no interior dos remanescentes florestais e suas relações com a hidrologia em escala local.

2.2 Hidrologia Florestal

A água é um dos elementos mais importantes na composição da paisagem terrestre, interagindo com a fauna e a flora e com os demais elementos da natureza (BALBINOT et al., 2008) por intermédio do ciclo hidrológico.

O ciclo hidrológico corresponde à dinâmica da água no meio ambiente, compreendendo seus diferentes estados (líquido, vapor e sólido) que se verifica nos diferentes ambientes do globo terrestre, tais como atmosfera, oceano, solo, leitos naturais de escoamento, montanhas e outros (MELLO; SILVA, 2013). A fonte básica de energia que aciona e torna o ciclo possível consiste na radiação

solar. Este fenômeno envolve diversos processos físicos (termodinâmicos e climáticos), como condensação, precipitação, evapotranspiração, infiltração e percolação, escoamentos superficial e subterrâneo (KOBAYAMA, 1999).

Os ecossistemas florestais apresentam estreita relação com o ciclo hidrológico, desta forma, eles podem ser considerados a ocupação de solo que mais beneficia os recursos hídricos (LORENZON; DIAS; LEITE, 2013), provocando o retardamento do movimento da água da chuva, em direção aos cursos d'água, por meio do processo de interceptação, absorção e transpiração (CASTRO et al., 1983), além de minimizar os efeitos de lixiviação de nutrientes do solo e o assoreamento dos corpos d'água.

De acordo com Bacellar (2005), as florestas são tidas como eficazes para estabilizar e manter o regime hídrico de uma região, uma vez que melhoram a estrutura do solo, favorecendo os processos de infiltração e percolação, além de atenuar o escoamento superficial direto (ÁVILA et al., 2014). As florestas exercem, ainda, funções significativas no controle da erosão, da desertificação e do sequestro do carbono atmosférico, além de constituírem espaço para desenvolvimento de atividades sociais, ambientais e econômicas (BACELLAR, 2005). Neste aspecto, a exploração sustentável de florestas é fundamental para um adequado e equilibrado funcionamento destes ecossistemas, bem como para a manutenção da diversidade biológica.

Segundo Ávila et al. (2014), dentre as importâncias que a floresta nativa desempenha, destacam-se, ainda, a formação de novas massas atmosféricas úmidas como consequência do processo de interceptação pelo dossel, as quais contribuem para o processo de precipitação; além da influência positiva sobre a hidrologia do solo, proporcionada pela cobertura florestal, melhorando o processo de armazenamento da água no solo. Pinto (2011) destaca que, além dos aspectos já mencionados, a floresta natural exerce importante papel no contexto ambiental, uma vez que reduz os efeitos prejudiciais ao meio ambiente, como alteração da

qualidade da água e eutrofização dos rios.

De um modo geral, um ambiente de floresta nativa pode manter e melhorar as relações com o ciclo hidrológico, uma vez que as interferências humanas são menos pronunciadas em seus componentes. Em estudo sobre o ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica, Refosco e Pinheiro (1999) relatam que mudanças no uso do solo, como a supressão da cobertura nativa, o revolvimento e a compactação do solo, desestabilizam todo o regime hidrológico. Para Gonçalves e Stape (2002), a redução da serapilheira, decorrente do desflorestamento, contribui para a redução da capacidade de infiltração.

Solos sob florestas se caracterizam por expressiva camada de resíduos vegetais (serapilheira) e por um horizonte A rico em matéria orgânica (BACELLAR, 2005). A matéria orgânica é, comprovadamente, eficiente para manter os agregados do solo, preservando sua porosidade (BERTONI; LOMBARDI NETTO, 1993). Portanto, solos sob floresta, normalmente, apresentam significativa porosidade, especialmente, macroporosidade, proporcionada por raízes mortas e cavidades de animais. Os macroporos são importantes por facilitar a infiltração e a recarga da água, sobretudo em solos argilosos, que, de outra forma, seriam pouco permeáveis. Portanto, a capacidade de infiltração, normalmente, é muito mais expressiva em áreas sob florestas (CHENG; LIN; LU, 2002; SYLVAIN et al., 2015).

Conforme Sharma, Barron e Williamson (1987), solos sob floresta mostram-se, em média, menos umedecidos em face do maior potencial de transpiração das árvores de grande porte. Sylvain et al. (2015) relatam que a taxa média de infiltração tende a ser maior nas florestas, pelo efeito combinado de maior permeabilidade e menor umidade antecedente. Para Zhang, Dawes e Walker (1999), embora a infiltração seja muito elevada sob florestas, apenas parte da água infiltrada, normalmente não superior a 10% do total precipitado, irá recarregar os aquíferos, já que grande parte retornará à atmosfera via transpiração.

Assim, pode-se perceber que os remanescentes florestais são susceptíveis às alterações da cobertura vegetal, pois elas afetam os atributos do solo que regem os processos hidrológicos como a infiltração, refletindo no armazenamento de água no perfil do solo e na conseqüente disponibilidade hídrica para o ecossistema em questão. Desta forma, nota-se que o entendimento das relações ecohidrológicas, no âmbito de remanescentes florestais ameaçados, é de extrema importância, podendo ser base para a gestão dos recursos ambientais, prevenindo alterações predatórias dos recursos naturais e suas conseqüências nos recursos hídricos.

2.3 Modelagem da Intercepção

A intercepção das chuvas pela vegetação é reconhecida como um processo ecohidrológico de importância considerável, na gestão dos recursos hídricos, bem como no contexto das alterações climáticas (ARNELL, 2002). A intercepção ocorre em virtude do contato da precipitação externa sobre o dossel do ecossistema florestal, sendo o primeiro evento pelo qual a água da chuva passa em uma floresta no transcurso de seu ciclo. Na hidrologia florestal, é um processo de interferência dos obstáculos presentes na vegetação. Numa floresta, o volume de precipitação externa passa por um fracionamento natural (GIGLIO; KOBAYAMA, 2013): parte dela é interceptada e armazenada pela vegetação e evapora durante ou após o evento de chuva; outra parte cai livremente sobre o solo, sem interferência da vegetação, ou depois de ser interceptada e gotejar; e a terceira parte alcança o solo escoando pelos troncos, após ser interceptada.

Nesse sentido, o processo de intercepção redistribui a água da chuva, onde parte do volume incidente não chega ao solo, voltando para a atmosfera em um intervalo de tempo de cerca de um dia (SAVENIJE, 2004), sendo um processo de rápida retroalimentação de umidade para a atmosfera. Portanto, para conhecer

as relações ecohidrológicas, é necessário entender como o ecossistema influencia na interceptação e como a água da chuva é redistribuída nesses ambientes.

A interceptação tem sido alvo de pesquisas em todo o mundo. No Brasil, os estudos em florestas nativas são escassos, realizados predominantemente na região Amazônica (CUARTAS et al., 2007; FERREIRA; LUIZÃO; DALLAROSA, 2005; FRANKEN et al., 1992; MOURA et al., 2009) ou em Mata Atlântica (ARCOVA; CICCIO; ROCHA, 2003; ÀVILA et al., 2014; OLIVEIRA et al., 2008). Entre os ecossistemas da Mata Atlântica, existem apenas estudos de medição da interceptação, realizados em Floresta Ombrófila Densa (ÁVILA et al., 2014; MOURA et al., 2009; SCHEER, 2009), Floresta Seca (BRITZ et al. 1998), Floresta Paludosa (BRITZ et al., 1998) e Floresta Estacional Semidecidual (SHINZATO et al., 2011).

Alguns estudos têm demonstrado que relações ecohidrológicas como a interceptação, precipitação interna e escoamento de tronco são influenciados, entre outros fatores, pela estrutura da vegetação e das condições climáticas (BRUTSAERT, 2005; DINGMAN, 2002). Verifica-se que o Brasil tem uma grande diversidade de climas e tipos de formações florestais. O IBGE classifica a vegetação brasileira em 28 formações, inseridas em 19 grupos fisionômicos e em 6 classes climáticas, além das formações pioneiras (VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991). Desta feita, o monitoramento e a modelagem da interceptação em florestas semidecíduas, especialmente em regiões altamente devastadas pela exploração econômica, ao longo de décadas e com alto potencial de produção de água, são extremamente importantes para o entendimento dos processos ecohidrológicos.

A modelagem da interceptação tem sido alvo de pesquisas em todo o mundo (MUZYLO et al., 2009), com a utilização dos mais variados modelos, para a estimação do percentual interceptado, em diferentes condições climáticas e vegetativas. Os modelos são uma abstração, uma representação física e

simplificada de sistemas reais que se apresentam como ferramentas úteis para redução do tempo e do custo da experimentação de campo, tendo como grande vantagem a capacidade em estimar valores do sistema que representa. Em razão da complexidade dos ecossistemas florestais, os modelos existentes não consideram a totalidade dos processos e variáveis envolvidas, ou seja, o modelo é uma simplificação da realidade e necessita ser validado para diferentes locais.

De acordo com Muzylo et al. (2009), a primeira tentativa de modelagem da interceptação foi realizada, em 1919, por Horton e reproduzida, posteriormente, por Gash e Shuttleworth (2007). Até os anos de 1970, a perda por interceptação foi estimada usando relações empíricas, derivadas unicamente da precipitação bruta. Um exemplo clássico é a equação de Zinke (1967). A desvantagem dos modelos fisicamente fundamentados são as incertezas geradas pelas condições distintas das quais onde eles foram gerados, principalmente, em termos de regime de chuvas e tipo de vegetação (DINGMAN, 2002).

Ainda, de acordo com Muzylo et al. (2009), até o ano de 2008 existiam ao menos 15 modelos fisicamente fundamentados para a modelagem da interceptação dispostos na literatura. A Figura 1, extraída e adaptada do trabalho destes pesquisadores, apresenta a distribuição das aplicações dos modelos mais utilizados no mundo. Entre os mais requisitados se destacam os modelos originais de Gash e Rutter. Em toda a América do Sul, existem menos de 10 aplicações dos referidos modelos, visto que a maioria dos trabalhos foram realizados (Figura 2) em ambientes sob domínio da floresta amazônica (CUARTAS et al., 2007; GERMER; ELSENBEER; MORAES, 2006; LLOYD et al., 1988; ZENG; SHUTTLEWORTH; GASH, 2000). Neste contexto, a seleção, ajuste e validação de modelos físicos de interceptação de chuva pelo dossel, sob condições de florestas estacionais semidecíduas em regiões de clima tropical, podem ser vistos como um avanço no intuito de contribuir para o entendimento das relações ec hidrológicas reinantes neste ecossistema.

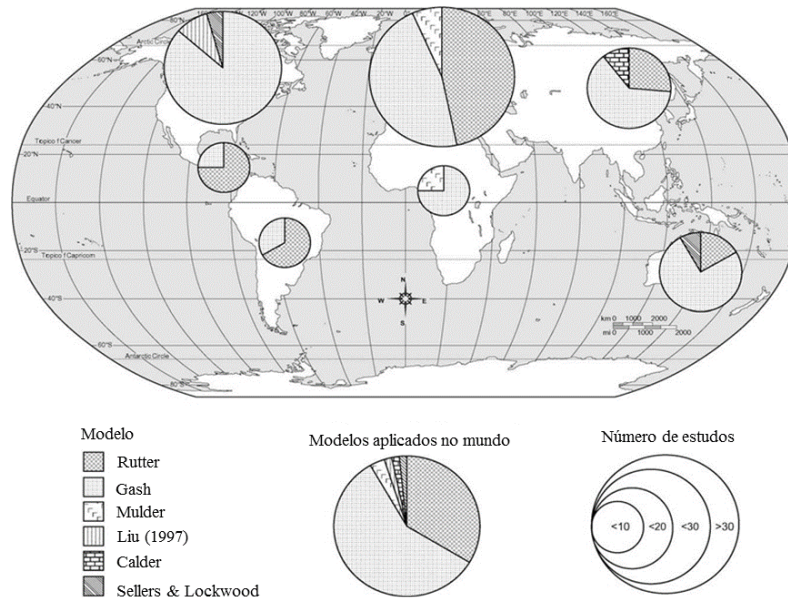


Figura 1 Distribuição da aplicação dos modelos aplicados no mundo. Os modelos de Gash, Rutter e Calder são as versões originais. Adaptado de Muzylo et al. (2009)

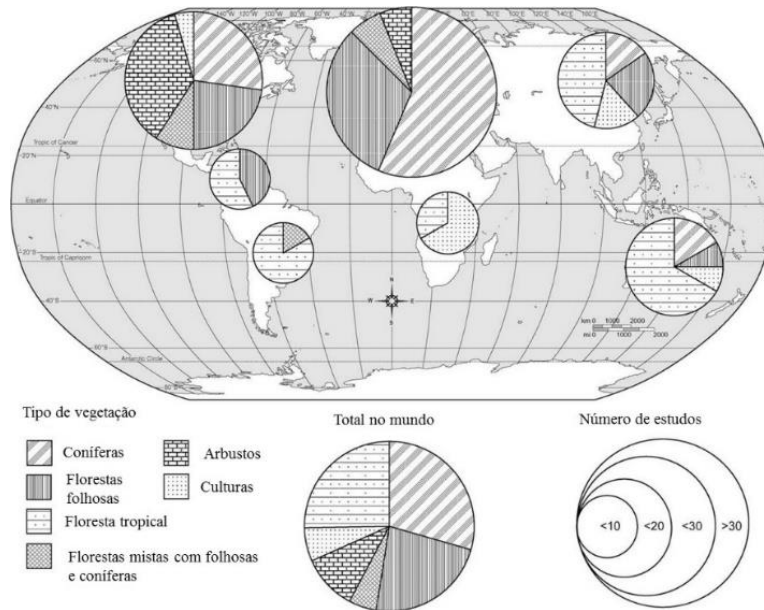


Figura 2 Distribuição da aplicação dos modelos entre os principais tipos de vegetação. Adaptado de Muzylo et al. (2009)

2.4 Umidade do solo (θ)

A umidade representa uma pequena proporção (0,05%) da água doce na Terra (DINGMAN, 2002), sendo um reservatório influente no ciclo hidrológico. De acordo com Western e Blöschl (1999), esta é uma variável chave nos processos hidrológicos na superfície terrestre, cujo conhecimento é importante para entender e prever uma amplitude de processos hidrológicos. Sua variação espacial é importante porque afeta a agricultura, o clima, a ecologia e a hidrologia (MONTMOR et al., 2012).

Segundo Qiu et al. (2001), a evolução espacial e temporal da umidade do solo é controlada por vários fatores, tais como: uso do solo, declividade, topografia, propriedades do solo, precipitação, radiação solar e outros fatores climatológicos. Para Robinson et al. (2008), a topografia e a posição do declive são dominantes, durante os períodos úmidos, enquanto os aspectos da declividade, da vegetação, da textura e da estrutura vertical são mais importantes nos períodos secos. Em estudos realizados por Famiglietti et al. (2008), os pesquisadores concluíram que a representação realista da variabilidade espacial na superfície do solo pode melhorar a confiabilidade da previsão por modelos hidrológicos, climatológicos e de circulação geral, incluindo processos como a evapotranspiração, escoamento superficial, precipitação e variabilidade atmosférica.

No que se refere à variabilidade, destacam-se, no Brasil, os recentes estudos desenvolvidos por Ávila, Mello e Silva (2011) e Mello et al. (2011). No primeiro, a variabilidade espacial da umidade foi avaliada, numa bacia hidrográfica experimental, localizada na Serra da Mantiqueira, MG. O objetivo do estudo foi analisar os padrões espaciais da umidade superficial do solo e caracterizar a média e o desvio padrão espaciais da mesma ao longo do tempo. Segundo os pesquisadores, o regime de chuvas controlou a umidade, durante o

período úmido, em razão dos altos valores encontrados. O uso do solo, também, foi outro fator fundamental na distribuição espacial da θ . No segundo estudo, realizado por Ávila, Mello e Silva (2011), uma bacia representativa do Alto Rio Grande, localizada na região Sul de Minas Gerais, foi equipada com uma estação meteorológica compacta, para monitoramento das variáveis meteorológicas, e o monitoramento da umidade do solo se deu, durante dois anos ininterruptos, para avaliar o padrão espacial e temporal da umidade volumétrica na camada superficial do solo. De acordo com os pesquisadores, os resultados demonstraram forte dependência espacial da umidade na bacia hidrográfica, além de apontar para uma diferença no padrão espacial, ao longo do ano, com maior homogeneidade no período chuvoso. Ávila, Mello e Silva (2010) e Mello, Lima e Silva (2004) destacaram a influência da cobertura vegetal na θ e sua forte relação no controle da dinâmica da água em bacias hidrográficas, independentemente do porte delas.

Nesse sentido, o entendimento da dinâmica da água, no perfil do solo sob ecossistemas florestais representativos de uma região, é de fundamental importância para o planejamento e execução de atividades que visam à manutenção da qualidade ambiental, bem como para a determinação do balanço hídrico, em virtude de sua relevante participação na separação da precipitação em infiltração e escoamento superficial. Além disso, de acordo com Ávila, Mello e Silva (2010), a dinâmica da água no perfil do solo sob floresta exerce influência na interação solo-atmosfera, especialmente na evapotranspiração e na interferência dos processos vinculados à erosão hídrica, sendo, portanto, de grande utilidade para uma extensa faixa de aplicações, visando ao entendimento dos processos ec hidrológicos em ecossistemas florestais.

De acordo com Western et al. (2004), para um perfeito entendimento dos processos hidrológicos de forma espacial, o conhecimento da correlação espacial da umidade do solo é condição primordial. Estes autores observaram importante evolução sazonal com os respectivos eventos hidrológicos, tendo sido constatado

que a θ está associada à topografia local e que os processos hidrológicos podem ser alterados, ao longo do tempo e do espaço, conforme o padrão da umidade do solo.

Assim, o estudo da θ , em diferentes profundidades no perfil do solo em remanescentes florestais ameaçados, deve contemplar não somente os valores pontuais, mas sua distribuição espacial e temporal, utilizando-se ferramentas capazes de realizar o mapeamento desse atributo. Neste aspecto, o papel da θ como controlador dos processos de demanda de água pelas plantas e pela atmosfera é fundamental para o entendimento das relações ecohidrológicas, sendo possível estabelecer uma melhor relação entre esses processos.

Além dos aspectos relacionados à demanda de água pelas plantas e pela atmosfera, influenciando o balanço hídrico, a θ exerce função importante no contexto das mudanças climáticas (ÁVILA; MELLO; SILVA, 2011), sendo a compreensão do mesmo considerada fator crucial para a predição de cenários futuros, uma vez que aumentos na temperatura do planeta podem acarretar aumentos na demanda evapotranspirativa.

Conforme verificado por vários pesquisadores em recentes estudos (BAGATINI et al., 2011; BESKOW et al., 2009), as condições antecedentes de umidade no solo estão relacionadas, diretamente, com as alterações do comportamento da susceptibilidade do solo à erosão e, provavelmente, deve sofrer interferência de outras variáveis ecohidrológicas, em ambientes sob domínio de florestas estacionais semidecíduas bem como relacionar-se com outros índices hidrológicos do solo. Silva et al. (2014) relataram que os índices de umidade (TWI-índice topográfico de umidade e SWI-índice de umidade SAGA) mostraram correlação significativa e alta com a θ medido em campo, confirmando o potencial uso desses índices para apoiar estudos hidrológicos e de uso do solo e de gestão, especialmente, para plantas perenes com raízes profundas, faltando um estudo consistente de variabilidade espacial com outras variáveis.

2.5 Ecohidrologia

Em seu conceito inicial, proposto pelo Programa Hidrológico Internacional (IHP) da UNESCO, em 1996, a eco - hidrologia foi considerada uma nova área interdisciplinar que associa os processos hidrológicos e ecológicos envolvidos com o ciclo da água. Nos últimos anos, a ecohidrologia passou a ser considerada uma subdisciplina da hidrologia que se dedica ao estudo das influências dos processos ecológicos que ocorrem dentro do ciclo hidrológico e se esforça para compreender esses processos e utilizá-los para melhorar a sustentabilidade ambiental (ZALEWSKI, 2010). Basicamente, a eco - hidrologia almeja compreender a dupla regulação dos processos hidrológicos e ecológicos. Segundo Belmar, Velasco e Martinez-Caspel (2011), a ecohidrologia é amplamente aceita e disseminada pela comunidade científica atual e abrange estudos relacionados à quantidade, tempo, frequência, duração e qualidade da água necessários para sustentar os ecossistemas, podendo ser utilizada como ferramenta para gerenciar os recursos hídricos e complementar as soluções hidrotécnicas já aplicadas.

No contexto das escalas espacial e temporal, Shrivastava (2006) ressalta a importância de considerá-las em estudos ecohidrológicos, devendo, prioritariamente, a bacia hidrográfica ser utilizada como integradora das interações da hidrologia com a ecologia. Esta interação, segundo Moraes (2009), que estudou a visão integrada da ecohidrologia, para o manejo sustentável dos ecossistemas aquáticos, é o que define a eco - hidrologia como uma ferramenta para gerenciar a quantidade e qualidade dos recursos hídricos.

As diferentes espécies de um ecossistema florestal associados à umidade do solo, respondem de forma diferentes aos eventos hidrológicos como as precipitações externas, interceptação, escoamento pelo tronco e precipitação efetiva. Uma chuva de curta duração e grande intensidade pode causar grande

escoamento pelo tronco, em determinadas espécies de árvores, enquanto outras permanecem quase secas; já, em períodos com precipitações de baixa intensidade e alta duração, pode ocorrer o inverso. Apesar de diversos estudos, a eco - hidrologia não tem conseguido fornecer subsídios imediatos, para soluções de problemas ambientais, como, por exemplo, predições seguras, sobretudo da interceptação em ecossistemas tropicais.

Assim, estudos voltados às relações ecohidrológicas, sob diferentes coberturas do dossel em remanescentes florestais ameaçados, devem contemplar não somente os valores pontuais da interceptação pela floresta, mas sua distribuição espacial e temporal, utilizando-se ferramentas capazes de realizar seu mapeamento e identificar as possíveis causas. Neste aspecto, o conhecimento da interferência do dossel como controlador dos processos de demanda de água para o solo e para a atmosfera é fundamental para o entendimento das relações ecohidrológicas. Desta forma, nota-se que o entendimento das relações ecohidrológicas, no âmbito de remanescentes florestais ameaçados, é de extrema importância, podendo ser base para a gestão dos recursos ambientais, prevenindo alterações predatórias dos recursos naturais e suas consequências nos recursos hídricos.

3 CONSIDERAÇÕES GERAIS

O bioma Mata Atlântica é extremamente sensível, em termos ambientais e hidrológicos e de grande importância econômica, para a região sudeste do Brasil, uma vez que abriga nascentes dos principais rios que fazem desta região referência para a Brasil na produção de água e energia hidroelétrica. Este bioma foi extensamente degradado ao longo dos anos em virtude das pressões antrópicas, restando uma pequena parcela. No sudeste brasileiro, mais especificamente no sul de Minas Gerais, o ecossistema predominante é a floresta estacional semidecídua, que, também, foi alvo de intensa devastação, ao longo do tempo, restando poucos remanescentes protegidos que, apesar da degradação, ainda, abrigam uma quantidade significativa de espécies, tanto animais quanto vegetais.

Face à sua relevância e à degradação atual, a capacidade de manutenção da biodiversidade e dos recursos hídricos tem despertado interesse no tocante às relações ecohidrológicas destes ambientes. É interessante destacar que estudos observacionais de variáveis ecohidrológicas, modelagem da interceptação e estabilidade temporal da umidade do solo, neste ecossistema, são fundamentais para subsidiar o entendimento destes processos e que um melhor entendimento das relações eco-hidro-pedológicas tem sua importância.

Portanto, este trabalho apresenta-se estruturado em três Capítulos. No primeiro, são apresentadas revisões bibliográficas relacionadas ao tipo de ecossistema estudado, hidrologia florestal, modelagem da interceptação, umidade do solo e eco - hidrologia, promovendo uma interligação dos processos hidrológicos com os processos ecológicos típicos do ecossistema, bem como técnicas de modelagem da interceptação pelo dossel.

No capítulo 2, intitulado “Interceptação da Precipitação em um Fragmento de Floresta Estacional Semidecídua Montana do Sul de Minas Gerais: Modelagem e Estudo Observacional”, promoveu-se um estudo detalhado da partição da chuva

em um ecossistema típico da Mata Atlântica brasileira, localizado no Sudeste do Brasil, avaliando-se, sazonalmente, a precipitação externa (P_e), precipitação interna (P_i), escoamento pelo tronco (E_{st}), precipitação efetiva (P_{ef}), capacidade de armazenamento pelo dossel (A_d) florestal além da capacidade de armazenamento dos troncos (A_t), a presença de precipitação interna excedente (P_{ie}) e as perdas de precipitação pela interceptação (I). Além disso, modelaram -se os totais diários de interceptação da água da chuva pelo dossel, utilizando-se diferentes métodos e modelos; para tanto, foram utilizados dados de 31 meses de monitoramento ininterrupto, promovido entre os meses de setembro de 2012 e março de 2015.

No capítulo 3, “Estabilidade Temporal da Umidade do Solo (θ) em Diferentes Profundidades sob Floresta Estacional Semidecídua Montana”, analisou-se a estabilidade temporal da umidade do solo, em diferentes profundidades no perfil ($z = 0,1; 0,2; 0,3; 0,4$ e $1,0$ m) e sob diferentes coberturas do dossel florestal, determinou-se a dependência dos índices de variabilidade e estabilidade com a profundidade (z). Verificou-se a relação entre a θ e a precipitação efetiva (P_{ef}), condutividade hidráulica do solo saturado (k_0), índice de área foliar (IAF) e identificaram -se pontos representativos para implementação do monitoramento contínuo da θ nas profundidades de interesse. Os pontos selecionados foram validados pela sua relação com os índices de representação da paisagem gerados a partir do modelo digital de elevação (MDE).

REFERÊNCIAS

ARCOVA, F. C. S.; CICCIO, V.; ROCHA, P. A. B. Chuva efetiva e interceptação das chuvas por floresta de mata atlântica em uma microbacia experimental em Cunha São Paulo. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 27, n. 2, p. 257-262, 2003.

ARNELL, N. **Hydrology and global environmental change**. Harlow: Pearson Education, 2002. 346 p.

ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583-595, 2014.

ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Estabilidade temporal do conteúdo de água em três condições de uso do solo, em uma bacia hidrográfica da região da Serra da Mantiqueira, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 6, p. 2001-2010, nov./dez. 2010.

ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de latossolos. **Revista Brasileira da Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 5, p. 1801-1810, out. 2011.

BACELLAR, L. A. P. O papel das florestas no regime hidrológico de bacias hidrográficas. **Geografia BR**, Cotia, v. 1, n. 3, p. 1-39, set./nov. 2005.

BAGATINI, T. et al. Perdas de solo e água por erosão hídrica após mudança no tipo de uso da terra, em dois métodos de preparo do solo e dois tipos de adubação. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 3, p. 999-1011, maio/jun. 2011.

BALBINOT, R. et al. O papel da floresta no ciclo hidrológico em bacias hidrográficas. **Revista Ambiência**, Guarapuava, v. 4, n. 1, p. 131-149, 2008.

BELMAR, O.; VELASCO, J.; MARTINEZ-CASPEL, F. Hydrology classification of natural flow regimes to support environmental flow assessments in intensively regulated mediterranean rivers, Segura River basin (Spain). **Environmental Management**, New York, v. 47, n. 5, p. 992-1004, May 2011.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. 3. ed. São Paulo: Ícone, 1993. 355 p.

BESKOW, S. et al. Estimativa do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica com base em modelagem dinâmica e distribuída. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 33, n. 1, p. 169-178, fev. 2009.

BRITZ, R. M. et al. Interceptação das chuvas em duas formações florestais da planície litorânea da Ilha do Mel, PR. In: FÓRUM DE GEOBIOHIDROLOGIA, 1., 1998, Curitiba. **Anais...** Curitiba: UFPR, 1998. p. 60-69.

BRUTSAERT, W. **Hydrology**. New York: Cambridge University Press, 2005. 605 p.

CASTRO, P. S. et al. Interceptação da chuva por mata natural secundária na região de Viçosa, MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 7, n. 1, p. 76-89, 1983.

CHENG, J. D.; LIN, L. L.; LU, H. S. Influence of forests on water flows from headwater watersheds in Taiwan. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 165, n. 15, p. 11-28, July 2002.

CUARTAS, L. et al. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: marked differences between normal and dry years. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 145, n. 2, p. 69-83, July 2007.

DINGMAN, S. **Physical hydrology**. Upper Saddle River: Prentice Hall, 2002. 646 p.

FAMIGLIETTI, J. S. et al. Field observations of soil moisture variability across scales. **Water Resource Research**, Washington, v. 44, n. 1, p. 14-23, Jan. 2008.

FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F. J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 35, n. 1, p. 55-62, nov. 2005.

FRANKEN, W. et al. Estudo da interceptação da água da chuva em cobertura florestal Amazônica do tipo terra firme. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 12, n. 2, p. 327-331, 1992.

GASH, J.; SHUTTLEWORTH, W. **Evaporation: benchmark papers in hydrology**. Wallingford: IAHS, 2007. v. 2, 521 p.

GERMER, S.; ELSENBEER, H.; MORAES, J. Throughfall and temporal trends of rainfall redistribution in an open tropical rainforest, south-western Amazonia, Rondônia, Brazil. **Hydrology and Earth System Sciences**, Göttingen, v. 10, n. 2, p. 383-393, June 2006.

GIGLIO, J. N.; KOBİYAMA, M. Interceptação da chuva: uma revisão com ênfase no monitoramento em florestas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 18, n. 2, p. 297-317, abr./jun. 2013.

GONÇALVES, J. L. M.; STAPE, J. L. **Conservação e cultivo de solos florestais**. Piracicaba: IPEF, 2002. 498 p.

HUNTER, M. L. **Fundamentals of conservation biology**. Cambridge: Blackwell Science, 1996. 516 p.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. **Manual técnico da vegetação brasileira**. 2. ed. Brasília, 2012. 271 p.

KOBİYAMA, M. Manejo de bacias hidrográficas: conceitos básicos. In: CURSO de manejo de bacias hidrográficas sob a perspectiva florestal. Curitiba: FUPEF, 1999. p. 29-31.

LIRA, P. K. et al. Land-use and land-cover change in the Atlantic forest landscapes. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 278, n. 15, p. 80-89, Aug. 2012.

LLOYD, C. et al. The measurement and modelling of rainfall interception by Amazonian rain forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 43, p. 277-294, 1988.

LORENZON, A. S.; DIAS, H. C. T.; LEITE, H. G. Precipitação efetiva e interceptação da chuva em um fragmento florestal com diferentes estágios de regeneração. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 37, n. 4, p. 619-627, jul./ago. 2013.

MELLO, C. R. et al. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 285-294, 2011.

- MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Evapotranspiração associada à umidade do solo em microbacia hidrográfica de fluxo efêmero. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 12, n. 1, p. 95-102, 2004.
- MELLO, C. R.; SILVA, A. M. **Hidrologia**: princípios e aplicações em sistemas agrícolas. Lavras: UFLA, 2013. 455 p.
- MEYER, P. B. et al. Dinâmica estrutural em um fragmento de floresta estacional semidecíduifólia em Lavras, MG, Brasil. **Cerne**, Lavras, v. 21, n. 2, p. 259-265, abr./jun. 2015.
- MONTE-MOR, R. C. A. et al. Estabilidade temporal da distribuição espacial da umidade do solo em uma bacia intermitente no semiárido de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 7, n. 3, p. 101-113, jul./set. 2012.
- MORAES, L. A. F. A visão integrada da Ecohidrologia para o manejo sustentável dos ecossistemas aquáticos. **Oecologia Brasiliensis**, Rio de Janeiro, v. 13, n. 4, p. 676-687, dez. 2009.
- MORELLATO, L. P. C.; HADDAD, C. F. B. Introduction: the Brazilian Atlantic Forest. **Biotropica**, Washington, v. 32, n. 4b, p. 786-792, 2002.
- MOURA, A. E. S. S. et al. Interceptação das chuvas em um fragmento de floresta da mata atlântica na Bacia do Prata, Recife, PE. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 33, n. 3, p. 461-469, 2009.
- MURRAY-SMITH, C. et al. Plant diversity hotspots in the Atlantic coastal forest of Brazil. **Conservation Biology**, Boston, v. 23, n. 1, p. 151-163, 2009.
- MUZYLO, A. et al. A review of rainfall interception modelling. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 370, n. 1, p. 191-206, May 2009.
- NUNES, Y. R. F. et al. Variações da fisionomia, diversidade e composição de guildas da comunidade arbórea em um fragmento de floresta semidecidual em Lavras, MG. **Acta Botanica Brasilica**, Porto Alegre, v. 17, n. 2, p. 213-229, out./dez. 2003.
- OLIVEIRA, L. L. et al. Chuva efetiva e interceptação em Caxiuanã, na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 38, n. 4, p. 723-732, 2008.
- OLIVEIRA-FILHO, A. T. et al. Comparison of wood flora and soils of six areas

of montane semideciduous forest in southeastern Minas Gerais, Brazil.

Edinburgh Journal of Botany, Edinburgh, v. 51, n. 3, p. 355-389, 1994.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; MACHADO, J. N. M. Composição florística de uma floresta semidecídua montana na Serra de São José, Tiradentes, Minas Gerais.

Acta Botanica Brasilica, Porto Alegre, v. 7, n. 2, p. 71-88, jan./mar. 1993.

PINTO, D. B. F. **Aplicação do modelo SWAT (Soi and Water Assessment Tool) para simulação hidrossedimentológica em uma bacia hidrográfica da Serra da Mantiqueira, MG**. 2011. 225 p. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2011.

QIU, Y. et al. Soil moisture variation in relation to topography and land use in a hillslope catchment of the Loess Plateau, China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 240, n. 3, p. 243-263, Jan. 2001.

REFOSCO, J. C.; PINHEIRO, A. Impacto do desflorestamento sobre o regime hídrico de uma bacia hidrográfica. **Revista de Estudos Ambientais**, Blumenau, v. 1, n. 2, p. 18-26, 1999.

RIBEIRO, M. C. et al. The Brazilian Atlantic Forest: how much is left, and how is the remaining forest distributed?: implications for conservation. **Biological Conservation**, Essex, v. 142, n. 6, p. 1141-1153, June 2009.

ROBINSON, D. A. et al. Soil moisture measurement for ecological and hydrological watershed-scale observatories: a review. **Vadose Zone Journal**, Austin, v. 7, n. 1, p. 358-389, Feb. 2008.

SAVENIJE, H. H. G. The importance of interception and why we should delete the term evapotranspiration from our vocabulary. **Hydrological Processes**, West Sussex, v. 18, n. 8, p. 1507-1511, June 2004.

SCHEER, M. B. Fluxo de nutrientes pela precipitação pluviométrica em dois trechos de Floresta Ombrófila Densa em Guaraqueçaba, Paraná. **Floresta**, Curitiba, v. 39, n. 1, p. 117-130, jan./mar. 2009.

SCOLFORO, J. R. S.; CARVALHO, L. M. T. **Mapeamento e inventário da flora nativa e dos reflorestamentos de Minas Gerais**. Lavras: UFLA, 2006. 288 p.

SHARMA, M. L.; BARRON, R. J. W.; WILLIAMSON, D. R. Soil water dynamics of lateritic catchments as affected by forest clearing for pasture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 94, p. 29-46, 1987.

SHINZATO, E. T. et al. Escoamento pelo tronco em diferentes povoamentos florestais na Floresta Nacional de Ipanema em Iperó, Brasil. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 39, n. 92, p. 395-402, dez. 2011.

SHRIVASTAVA, G. Ecohydrology and water resources management: a pilot study in Trinidad. **Hydrological Sciences Journal**, Oxford, n. 51, p. 1163-1176, Dec. 2006.

SILVA, B. M. et al. Soil moisture assessed by digital mapping techniques and its field validation. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 38, n. 2, p. 140-148, mar./abr. 2014.

SILVA, V. F. et al. Impacto do fogo no componente arbóreo de uma floresta estacional semidecídua no município de Ibituruna, MG, Brasil. **Acta Botanica Brasílica**, Porto Alegre, v. 19, n. 4, p. 701-716, out./dez. 2005.

STEHMANN, J. R. et al. **Plantas da floresta Atlântica**. Rio de Janeiro: Jardim Botânico, 2009. 516 p.

SYLVAIN, J. M. et al. Comparison of the spatio-temporal variability of annual minimum daily extreme flow characteristics as a function of land use and dam management mode in Quebec, Canada. **Water**, Basel, v. 7, n. 3, p. 1232-1245, 2015.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, 1991. 124 p.

WERNECK, M. S. et al. Composição florística do componente arbóreo e afinidade fitogeográfica de uma floresta semidecídua em Nova Lima, MG. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 33, n. 4, p. 547-561, out./dez. 2010.

WESTERN, A. W.; BLÖSCHL, G. On the spatial scaling of soil moisture. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 217, p. 203-224, 1999.

WESTERN, A. W. et al. Spatial correlation of soil moisture in small catchments and its relationship to dominant spatial hydrological processes. **Journal of**

Hydrology, Amsterdam, v. 286, n. 1, p. 113-134, 2004.

ZALEWSKI, M. Ecohydrology for compensation of Global Change. **Brazilian Journal of Biology**, São Carlos, v. 70, n. 3, p. 689-695, Oct. 2010. Supplement.

ZENG, N.; SHUTTLEWORTH, J.; GASH, J. Influence of temporal variability of rainfall on interception loss: part 1, point analysis. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 228, n. 3, p. 228-241, Mar. 2000.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; WALKER, G. R. **Predicting the effect of vegetation changes on catchment average water balance**. Melbourne: Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, 1999. 42 p. (Technical Report, 99/12).

ZINKE, P. Forest interception studies in the United States. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON FOREST HYDROLOGY, 1967, Oxford. **Proceedings...** Oxford: Pergamon, 1967. p. 37-161.

**CAPÍTULO 2 - INTERCEPTAÇÃO DA PRECIPITAÇÃO EM UM
FRAGMENTO DE FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL
MONTANA DO SUL DE MINAS GERAIS: MODELAGEM E ESTUDO
OBSERVACIONAL**

RESUMO

O conhecimento da dinâmica dos processos ecohidrológicos em ecossistemas ameaçados é extremamente importante quanto à sua relação com o ciclo hidrológico. Nesse sentido, este trabalho tem por objetivo promover um estudo detalhado da partição da precipitação em um ecossistema típico da Mata Atlântica brasileira localizado na região Sul de Minas Gerais. Este ecossistema consiste de um remanescente de Floresta Estacional Semidecidual Montana (FESM). Para isto, foram avaliadas as precipitações externa (P_e), interna (P_i), efetiva (P_{ef}) e interna excedente (P_{ie}), a interceptação pelo dossel (I), o escoamento pelos troncos (E_{st}), a capacidade de armazenamento do dossel (A_d) e dos troncos (A_t), visando modelar os totais diários da interceptação para o período compreendido entre set/2012 e mar/2015. Para tanto, foram selecionadas 32 árvores típicas da FESM e foram instalados conjuntos de equipamentos para o monitoramento das variáveis hidrológicas citadas. Constatou-se que a P_i e o E_{st} apresentaram maior variabilidade em períodos chuvosos e que o número de pontos, para este monitoramento, foi suficiente para detectar as variações. A A_t não apresentou correlação positiva com a área do dossel, altura, DAP e IAF, enquanto a P_{ie} está associada ao número de eventos, intensidade e volume de P_e , umidade do dossel, velocidade e direção dos ventos e IAF. Os modelos de Liu e Gash apresentaram bons resultados na simulação da interceptação para este ecossistema sob condições normais de clima. Sob condições de estiagem, o modelo de Gash subestimou em até 21% a I com evaporação gerada pela equação de Gash (1979), mostrando-se mais instável sob estas condições climáticas. Observou-se que o modelo de Liu superestimou os valores de I em até 11,5%, para o ano 2013/2014, com a evaporação gerada por P-M, sendo mais estável nos períodos de estiagem. Com base nestes resultados, é possível recomendar o modelo Gash, para a modelagem da interceptação da chuva em ambientes semelhantes à FESM, sob condições normais de clima, que é uma das principais formações florestais da região sudeste do Brasil.

Palavras-chave: Interceptação. Precipitação pluvial. FESM. Dossel. Modelagem da Interceptação. Partição da chuva.

ABSTRACT

The awareness of the dynamics of ecohydrologic process in threatened ecosystems is extremely important due to its relationship with the hydrologic cycle. So in this sense, we aim to study the precipitation partition in detail in an ecosystem located in the southern portion of Minas Gerais, typical of the Brazilian Atlantic Forest. That ecosystem consists of a remaining area of the Tropical Mountain Semideciduous Forest (TMSF). For examining this, we investigated external (P), internal (IP), effective (EP), and exceedingly internal (EI) precipitations, throughfall (T) and stemflow (St), the canopy's (S) and the trunks' storage capacity (Sc), aiming at modeling I's diary sums bewteen Sept./2012 and Mar./2015. For this, we selected 32 trees where sets of monitoring equipment were installed in order for us to examine the aforementioned ecohydrologic variables. We noticed that IP and St showed greater variability in rainy seasons and that the number of spots for this monitoring detected seasonal variations. The Sc did not display any correlation with the canopy's area, height, DAP and LAI, whereas the EI could be associated with the number of events, P's intensity and volume, wind speed and direction, and the LAI. Liu and Gash's models demonstrated good results in the simulation of I for this ecosystem. Gash underestimated in 21%, with evaporation generated by Gash's (1979) equation, besides being stable in long periods of drought. We noticed that Liu overestimated I in 11.5%, with evaporation generated by P-M's equation, being more stable in the drought periods. Based on those results, it is possible to recommend the Gash model for the modeling of I in environments similar to TMSF, which is one of the main forest formations in Southeast Brazil.

Keywords: Throughfall. Rain precipitation. TMSF. Canopy. Interception modeling. Rain partition.

1 INTRODUÇÃO

O ciclo hidrológico corresponde à dinâmica da água no meio ambiente, a qual pode ser analisada em escala local, tais como pequenas bacias hidrográficas e fragmentos florestais ameaçados de extinção, constituindo-se em laboratórios para investigações que envolvam a observação hidrológica.

De acordo com Ávila et al. (2014), os ecossistemas florestais atuam de forma significativa no ciclo hidrológico, uma vez que interferem, diretamente, na redistribuição da chuva e, conseqüentemente, nas parcelas de água que contribuem para a recarga dos aquíferos, bem como naquela que retorna para a atmosfera. Dentre os ecossistemas florestais, a floresta natural é o que atua de forma mais expressiva no balanço hídrico em razão de sua biodiversidade, complexidade e a dinâmica das comunidades dos fragmentos.

Segundo Oliveira et al. (2008a), o ciclo hidrológico é constituído por vários componentes, porém a interceptação da precipitação pela vegetação tem sido comumente desprezada. Todavia, estes mesmos autores, corroborados por Moura et al. (2009), apontam para a grande importância desta variável no contexto do balanço hídrico, sobretudo em áreas com florestas de grande porte. Esta importância, também, é destacada no trabalho de Arcova, Cicco e Rocha (2003), no qual os autores narram que uma das principais influências da floresta ocorre já no recebimento das chuvas pelas copas das árvores, momento este em que se dá o primeiro fracionamento da água.

Segundo Giglio e Kobiyama (2013), a chuva que cai sobre a floresta é, naturalmente, fracionada em três parcelas: parte é interceptada e armazenada pela vegetação e evapora durante ou após o evento de chuva (HOLDER, 2004); parte cai livremente sobre o solo, com ou sem interferência da vegetação; e, por último, tem-se a fração que alcança o solo por meio do escoamento pelos troncos das árvores. A soma das duas últimas parcelas é o que contribui para a recarga hídrica

do solo, denominado precipitação efetiva (DIÁZ; BIGELOW; ARMESTO, 2007). Em estudo recente, realizado em florestas do Chile, Oyarzún et al. (2011) registraram interceptação de até 36% da precipitação total; 21,1% foram detectados em plantações de pinus na Austrália por Fan et al. (2014), ao passo que Ghimire et al. (2012) encontraram 22,4% em florestas de pinus no Himalaia. No Brasil, perdas por interceptação de 23% foram registradas em remanescentes secundários de floresta semidecídua em Minas Gerais (VIEIRA; PALMIER, 2006) e de 39,6% em floresta equatorial (OLIVEIRA et al., 2011). Ávila et al. (2014) encontraram uma interceptação de 21% em um remanescente de Mata Atlântica, durante os anos hidrológicos de 2009-2010 e de 2010-2011. Os autores concluíram que a parcela interceptada é, proporcionalmente, maior em períodos com menores totais precipitados, podendo-se associar tal comportamento à formação semidecídua da Mata Atlântica.

De acordo com Crocford e Richardson (2000), é difícil extrair conclusões gerais sobre a influência da cobertura vegetal nas perdas por interceptação, uma vez que as características da floresta que exercem influência sobre a interceptação são de difícil identificação e quantificação. Por isso, alguns pesquisadores têm negligenciado esta variável, o que pode induzir a erros nas medidas reais das quantidades de água que contribuirão para a reposição da umidade disponível no solo, comprometendo a análise do balanço hídrico.

Neste sentido, os modelos de interceptação destacam-se como ferramentas primordiais, no estudo do balanço hídrico, sendo a modelagem da interceptação uma etapa indispensável em estudos hidrológicos em florestas. O primeiro modelo conceitual para a modelagem da interceptação foi proposto por Rutter et al. (1971). Estes mesmos pesquisadores apresentaram uma versão completa, para o modelo em 1975, acrescentado o escoamento pelo tronco (RUTTER; MORTON; ROBINS, 1975). Atualmente, existem vários modelos empíricos e físicos para a modelagem da interceptação na literatura.

Vários estudos têm identificado importantes características de diferentes modelos de interceptação sob diferentes aspectos, tais como a superestimativa gerada pelo modelo de Rutter, em floresta amazônica, em meses secos e subestimativa, em meses chuvosos (OLIVEIRA et al., 2008b); as limitações da aplicabilidade dos modelos de Gash e Rutter para eventos extremos de precipitação externa (VIEIRA; PALMIER, 2006); a utilização do modelo modificado de Gash, em escala diária, supondo apenas um evento de chuva por dia (CUI; JIA, 2014); as variações na interceptação geradas pelo modelo de Liu, ocasionadas por variáveis meteorológicas, como a velocidade do vento e a intensidade de precipitação externa (PRICE; CARLYLE-MOSES, 2003).

Apesar da existência de estudos associados à partição da precipitação em remanescentes de Mata Atlântica no Brasil, estes têm sido conduzidos com inadequada densidade amostral da precipitação interna, considerando a precipitação externa com base em pluviômetros instalados no solo (e em alguns casos, a centenas de metros da área experimental) e não sobre o dossel da mata propriamente dito e, com curtos períodos de observação, a grande maioria não completando nem um ano hidrológico. Nesse sentido, pela grande importância de se conhecer, de forma mais detalhada e cientificamente subsidiada a parcela da chuva, que é interceptada pelo dossel da Mata Atlântica, o objetivo deste trabalho foi promover um estudo detalhado da partição da chuva em um ecossistema típico da Mata Atlântica brasileira, ou seja, um remanescente de floresta estacional semidecídua de montana, visando subsidiar a modelagem dos totais diários de interceptação da água da chuva pelo dossel. Além disso, objetivou-se avaliar, sazonalmente, as perdas de precipitação pela interceptação (I), a precipitação externa (P_e), a precipitação interna (P_i), a precipitação efetiva (P_{ef}), o escoamento pelo tronco (E_{st}), a capacidade de armazenamento pelo dossel (A_d) florestal além da capacidade de armazenamento dos troncos (A_t) e a presença de precipitação interna excedente (P_{ie}).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Localização e aspectos gerais da área de estudo

A área de desenvolvimento deste estudo diz respeito a um remanescente florestal que se localiza no município de Lavras, região sul do estado de Minas Gerais, entre as coordenadas 21°13'40'' de latitude sul e 44°57'50'' de longitude a oeste de GRW. Na Figura 1 apresenta-se a localização geográfica da área em estudo, bem como a identificação do instrumental utilizado no seu monitoramento.

A vegetação consiste de uma reserva florestal ocupada por um fragmento de Floresta Estacional Semidecidual Montana (OLIVEIRA-FILHO; SCOLFORO; MELLO, 1994) com dossel emergente (FESM), ocupando área de 6,35 ha. A floresta encontra-se em processo de regeneração, após uma série de perturbações sofridas no passado, como incêndios e exploração descontrolada (SCALON; OLIVEIRA; MELLO, 2012). Em Minas Gerais, este tipo de floresta situa-se, principalmente, na região centro-sul e leste e encontra-se, em geral, reduzidas a fragmentos esparsos, pois foi a tipologia mais rápida e extensamente devastada no estado desde o período colonial (MACHADO et al., 2008).

Neste fragmento florestal, foram catalogados por Oliveira-Filho, Scolforo e Mello (1994), 6527 indivíduos e, atualmente, há 5626 exemplares vivos, divididos em 136 diferentes espécies de árvore com diâmetro à altura do peito (DAP) igual ou superior a 5 cm. As mais abundantes observadas foram: *Copaifera langsdorffii*, *Ocotea odorifera*, *Amaioua guianensis*, *Casearia arborea*, *Tapirira obtusa*, *Myrcia rostrata*, *Sclerolobium rugosum*, *Miconia argyrophylla*, *Persea pyriformis*, *Ocotea corymbosa*, *Xylopia brasiliensis* e *Miconia pepericarpa*.

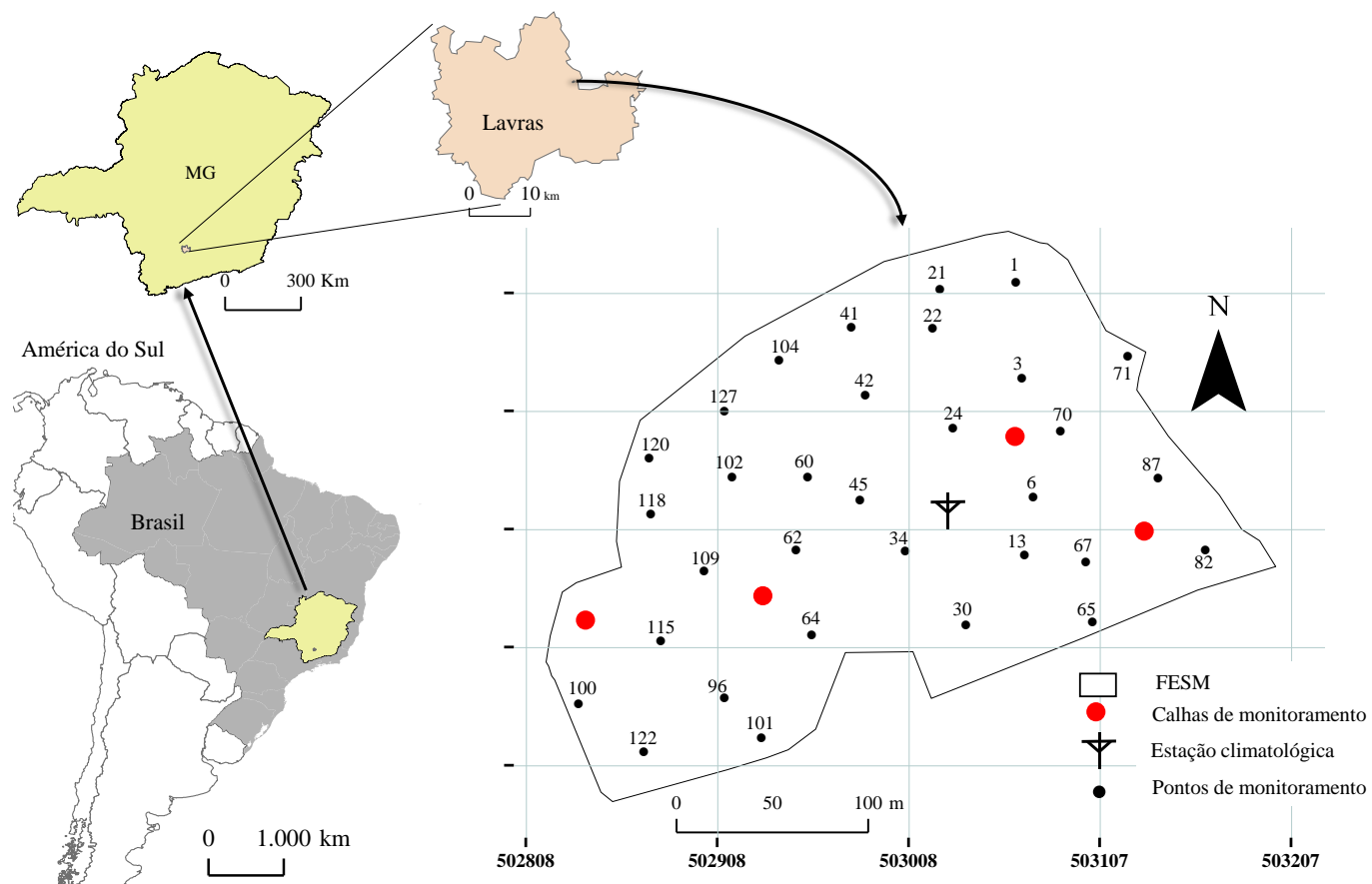


Figura 1 Localização geográfica da FESM com os pontos de monitoramento

As classes de DAP, número de exemplares por classe e porcentagem em cada classe dos indivíduos identificados estão apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1 Classes de DAP, nº de indivíduos e respectivas porcentagens obtidas para a FESM estudada

Classes	DAP (cm)	Nº de exemplares	Porcentagem
1	5 a 15	3812	67,76
2	15 a 25	1166	20,73
3	25 a 35	443	7,87
4	35 a 45	133	2,36
5	45 a 55	55	0,98
6	55 a 65	13	0,23
7	65 a 75	3	0,05
8	> 75	1	0,02

Dentre estes indivíduos, foram selecionados 32 exemplares representativos da formação florestal, para o estudo da interceptação, que levou em consideração, além do DAP, a altura e a diversidade das espécies. Os valores referentes à altura e DAP dos indivíduos selecionados foram atualizados, anualmente, em 3 medições que ocorreram, durante o mês de outubro dos anos de 2012, 2013 e 2014, a fim de se caracterizar o comportamento destas variáveis e suas interações com a interceptação pelo dossel. O estrato arbóreo da FESM é bastante denso em grande parte da área, com árvores próximas umas das outras, com copas sobrepostas, garantindo um sombreamento denso do solo, apresentando bromélias, cipós e trepadeiras em sua complexa estrutura (Figura 2).



Figura 2 Foto do dossel da FESM estudada

O relevo, no interior da FESM, é levemente ondulado, com declividade variando entre 5 e 15% e com altitude entre 920 e 940 m. Essa floresta ocupa uma área cujo solo é classificado como Latossolo Vermelho Distroférrico típico, sendo este representativo dos Latossolos no sul de Minas Gerais (OLIVEIRA-FILHO et al., 1994).

De acordo com Dantas, Carvalho e Ferreira (2007), o clima de Lavras, segundo a classificação climática de Köppen, é Cwa, temperado (mesotérmico) com inverno seco e verão chuvoso, subtropical. A temperatura média anual obtida das Normais Climatológicas para Lavras, MG (de 1961 a 1990), é de 19,5 °C, variando de 16,0 °C em julho a 21,9 °C em fevereiro, com a média das mínimas de 14,4°C e a média das máximas de 22,5°C (Figura, 3a).

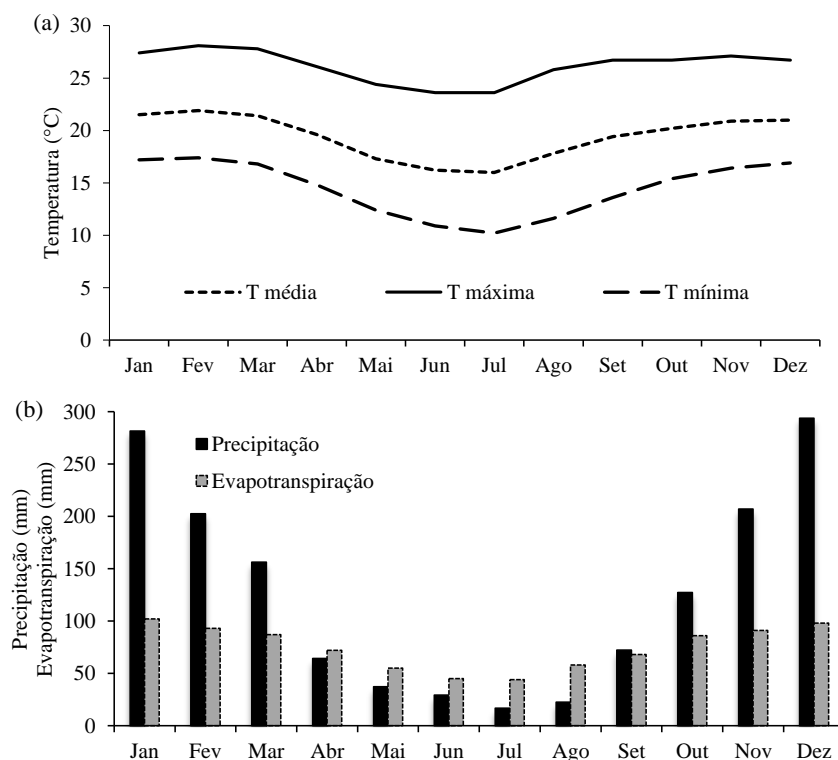


Figura 3 Temperaturas médias mensais (a) e precipitação média mensal (b) para Lavras (Normais climatológicas de 1961 a 1990) e evapotranspiração potencial (b), extraído de Dantas, Carvalho e Ferreira (2007)

A precipitação média anual é de 1.511 mm com concentração de 84% deste total entre outubro e março. Há, portanto, um período seco característico que, em condições normais, inicia-se em abril e é finalizado em setembro (Figura, 3b). De acordo com Reboita et al. (2010), os eventos de precipitação, nesta região do Brasil, estão associados à atuação de sistemas frontais (frentes frias), ao longo de todo o ano, promovendo totais significativos de chuvas, especialmente, de dezembro a março. Além das frentes frias, pode haver atuação de convergências de umidade oriundas da Amazônia, formando um canal de umidade entre a região Norte, passando pelo Centro-Oeste e atingindo o Sudeste do Brasil, denominada de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), principalmente, entre os

meses de dezembro e fevereiro. No verão, há, também, a ocorrência de chuvas associadas à atividade convectiva, devido às temperaturas mais altas deste período e umidade atmosférica (REBOITA et al., 2010). Os baixos totais pluviométricos no inverno para esta região estão associados à atuação do Anticiclone Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), pois, nesta estação do ano, este sistema alcança sua posição mais oeste, afetando a região sudeste do Brasil. O ASAS consiste de uma zona de alta pressão atmosférica, que dificulta a atuação de frentes frias e formação de nuvens, de tal forma que os eventos de chuva ocorrem apenas quando os sistemas frontais e ciclones extratropicais conseguem se sobrepor ao ASAS. Diante destas constatações, o ano hidrológico na região inicia-se em setembro/outubro e estende-se até agosto/setembro do ano seguinte. Neste estudo, foi considerado como o período entre setembro de um ano e agosto do ano seguinte, de forma a captar a influência de ambos os períodos nas condições hidrológicas da FESM.

De acordo com Dantas, Carvalho e Ferreira (2007), que promoveram um estudo detalhado sobre o balanço hídrico para o município de Lavras, a evapotranspiração potencial estimada, com base no método de Thornthwaite (1948), que considera as temperaturas médias mensais de 1961 a 1990 (BRASIL, 1992) é da ordem de 899 mm ano^{-1} . A Figura 3b apresenta as demandas mensais de evapotranspiração potencial para Lavras (DANTAS; CARVALHO; FERREIRA, 2007), sendo os meses de janeiro e dezembro os que apresentam a maior demanda evapotranspirativa, com 102 e 98 mm, respectivamente. Os meses menos chuvosos são os que apresentam as menores demandas, com 44 mm no mês de julho e 45 mm para junho.

2.2 Monitoramento da precipitação externa (P_e)

A informação básica necessária em estudos sobre as relações entre a hidrologia e os recursos florestais é a precipitação total incidente sobre o dossel florestal, o que será nomeado, neste trabalho, como precipitação externa (P_e). Vieira e Palmier (2006) relatam que a P_e , em muitos trabalhos, tem sido estimada a partir da precipitação medida em uma área aberta a alguns metros da região florestada. Comparações de medições realizadas em áreas adjacentes à floresta e no topo das árvores podem variar de 2% a 40%; essas variações dependem da região e, principalmente, do comportamento do vento e podem fornecer dados não representativos localmente, principalmente, no tocante aos eventos de precipitação cuja origem seja um processo convectivo. Por outro lado, a alternativa de se obter P_e , em medidores montados acima das copas das árvores, é uma tarefa bastante complicada e onerosa.

Neste estudo, a P_e foi medida por meio de um pluviômetro tipo Ville De Paris, com 378,5 cm² de área de captação (Figura, 4a), instalado no topo de uma torre de observação meteorológica (TOM), com 22 m de altura (Figura, 4b), que se encontra próximo ao centro da área experimental. Como a altura média das árvores é de 10,2 m e com alguns poucos exemplares emergentes de até 20 m, as medidas de precipitação não sofreram a influência dos obstáculos vegetais nos arredores da estação (Figura 4c).

Na TOM, também, encontra-se instalada uma estação meteorológica completa, da marca Campbell Scientific, modelo CR10x, que envolve o monitoramento dos elementos climáticos temperatura do ar, radiação solar global, umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento e pluviometria, com dados coletados por um Datalogger Campbell Scientific a cada 10 minutos. Além desta estação e do pluviômetro mencionados, há, ainda, um radiômetro que permite monitorar o saldo de radiação. Desta forma, a precipitação foi registrada,

continuamente, de forma automática, com intervalos de 10 min na estação e, manualmente, no pluviômetro, diariamente, às 12 h do dia seguinte aos eventos, sendo estes contabilizados até este horário como sendo do dia anterior, similar ao padrão meteorológico mundial adotado pelo INMET.

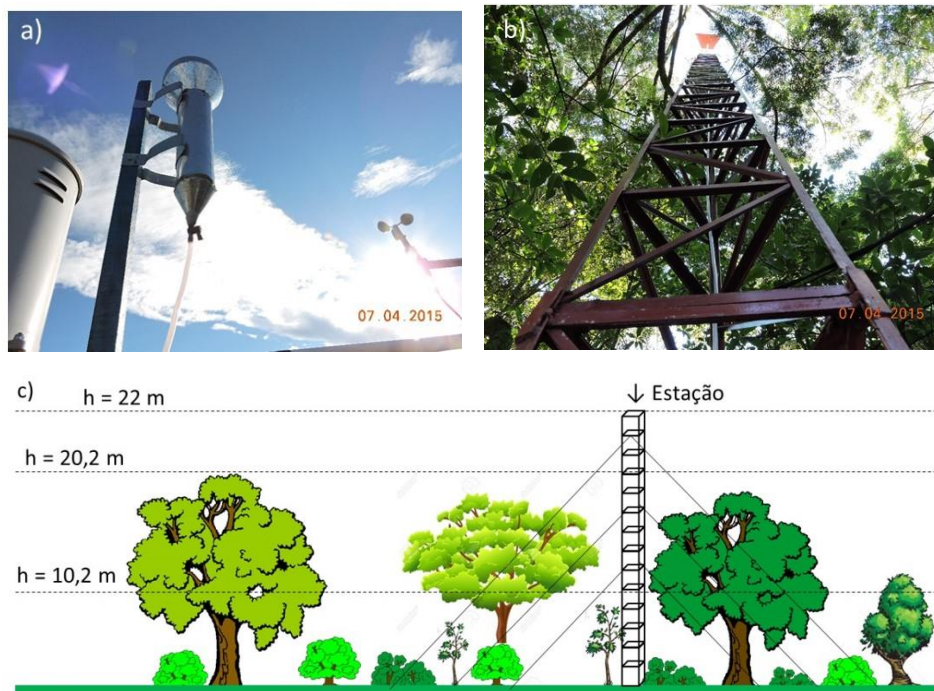


Figura 4 Pluviômetro (a) instalado na torre de observação micrometeorológica (TOM) (b) e esquema de observação da precipitação externa (c) na área experimental da FESM

2.3 Monitoramento da precipitação interna (P_i)

A P_i refere-se à fração da P_e que sofre a influência da interceptação das folhas e galhos das copas e, posteriormente, chega ao solo por meio de gotejamento (P_G), durante ou após um evento de chuva e, também, pela precipitação que passa livremente pelo dossel (P_L). Em alguns casos, a

precipitação interna pode exceder a precipitação externa. Embora isto possa parecer improvável, estas ocorrências têm sido observadas em diversos trabalhos. Neste estudo, estas ocorrências serão identificadas como precipitação interna excedente (P_{ie}). Assim, P_i é entendida como a soma de P_L e P_G , ambas observadas por meio dos pluviômetros. Em decorrência destas situações, de acordo com Oliveira et al. (2008a), nos estudos de interceptação pela vegetação, a P_i requer enorme atenção na sua obtenção.

Não existe consenso entre os autores nem sobre o número nem sobre a forma de instalação destes coletores no interior da floresta para a obtenção de dados representativos da P_i . O número de coletores refere-se à quantidade de equipamentos instalados por unidade de área. Outra incerteza é com relação à mobilidade em sua aquisição. Muitos autores defendem a ideia de que os pluviômetros não devem ser instalados em locais fixos, sendo relocados após cada evento de precipitação. Outros utilizaram uma combinação de pluviômetros fixos e móveis (SADEGHI et al., 2015). Lloyd e Marques (1988) sugeriram esta relocação aleatória de coletores como alternativa aos coletores fixos. Holwerda, Scatena e Bruijnzeel (2006), que estudaram a interceptação em florestas tropicais de Porto Rico, relatam a necessidade de 100 pluviômetros fixos para se obter resultado similar ao obtido com 30 pluviômetros móveis.

Entretanto, a relocação de coletores é uma tarefa bastante complicada, quando se trabalha em áreas de médio a grande porte, como é o caso da FESM, ou que apresentam um sub-bosque com uma alta densidade de plantas, dificultando o deslocamento na área. Em substituição aos coletores relocados periodicamente, Cuartas et al. (2007) sugerem o monitoramento de P_i com conjuntos de canaletas drenadas e pluviômetros, embora não tenham detectado uma diferença estatística entre os métodos de monitoramento para a floresta amazônica.

Loescher, Powers e Oberbauer (2002) estudaram a distribuição espacial da P_i em floresta na Costa Rica e encontraram grande variabilidade entre as leituras dos coletores. Entretanto, estes mesmos autores relatam que, a partir de 15 coletores instalados, a variância das leituras se estabiliza. De forma geral, os trabalhos têm destacado a necessidade de um número elevado de pluviômetros, distribuídos de acordo com as características da área em estudo, entre elas o Índice de Área Foliar (IAF), a estratificação das folhas, o tamanho da área experimental e o número de galhos individuais acima dos coletores. Se a floresta é homogênea, estas propriedades tendem a ser mais uniformes, conseqüentemente, a P_i terá uma menor variação.

No presente estudo, a precipitação interna foi monitorada em 32 pluviômetros fixos tipo Ville De Paris instalados no interior da FESM (Figura 1). Estes pluviômetros foram confeccionados em chapa galvanizada, receberam pintura e identificação apropriadas e foram fixados em vigas de madeira, devidamente nivelados e posicionados a 1,5 m acima do solo (Figura 5a). Para garantir uma medida acurada das lâminas precipitadas, todos os pluviômetros tiveram sua área de captação medida antes de sua instalação. A distância média entre estes coletores foi de, aproximadamente, 40 m. No estudo de Sato, Avelar e Coelho Netto (2011), eles relatam que o volume precipitado no interior de florestas pode ser maior que a precipitação acima do dossel ($P_i > P_e$) por causa da formação de fluxos preferencias, indicando que as características da chuva e do ecossistema são responsáveis por este efeito. A fim de reduzir a variabilidade espacial da precipitação interna em pequena escala, foram instaladas 4 calhas coletoras em forma de “U”, com dimensões 10 cm x 10 cm x 400 cm, construídas com lâminas de chapa galvanizada, montadas em três esteios de madeira. As calhas foram instaladas a uma altura aproximada de 1,5 a 1,7 m do solo, para eliminar os problemas de contaminação dos dados de precipitação interna com respingos da superfície, além de permitir uma inclinação de 4% que garantisse o

escoamento até um tubo coletor direcionando toda a água coletada para um reservatório de polietileno com capacidade de 50 litros (Figura 5b).



Figura 5 Pluviômetros (a) e calhas (b) instalados na FESM

Tendo em vista que as calhas coletoras têm uma área de captação 10 vezes superior à dos pluviômetros, os efeitos de fluxos preferenciais podem ser melhor captados. Esses instrumentos de coleta foram distribuídos, aleatoriamente, no interior da FESM, com uma distância média entre elas de, aproximadamente, 150 m, de tal forma que toda área fosse abrangida de maneira uniforme. A coleta dos dados foi feita no dia seguinte a cada evento de precipitação, sendo considerados os eventos que ocorreram entre as 12 h do dia anterior e as 12 h do dia seguinte. Lloyd e Marques (1988) sugerem uma análise de variabilidade das amostragens de P_i , com base no erro padrão da média, obtido dos 10 primeiros valores. Assim, de posse destes 10 primeiros eventos de precipitação que ocasionaram

precipitação interna, nos 32 pluviômetros dispostos no interior da FESM (Figura 1), foi calculado o erro padrão da média da precipitação para cada evento por meio da equação 1:

$$\zeta = \frac{\sigma}{\sqrt{n}} \quad (1)$$

ζ representa o erro padrão da média; σ o desvio padrão e n o número de pluviômetros utilizados para se efetuar as medições. De acordo com Durocher (1990), o erro padrão que pode ser tolerado é da ordem de 5%. Na hipótese de erro superior a este, novos coletores seriam necessários.

2.4 Monitoramento do escoamento pelo tronco (E_{st})

O escoamento pelo tronco (E_{st}) equivale à água da chuva que, após ser retida pelo dossel, escoar pelos galhos e troncos em direção ao solo (SHINZATO et al., 2011). Este processo ocorre tão logo a capacidade máxima de armazenamento de água pelo dossel seja atingida e, com a continuidade da precipitação, o dossel estará saturado e o escoamento ocorrerá.

O escoamento atingirá o solo logo após ocorrer a saturação dos troncos das árvores. É um processo de suma importância no ciclo hidrológico em uma floresta, uma vez que se trata de uma forma de reposição de água no solo, alcançando a superfície em baixa velocidade em razão do atrito com a superfície dos troncos, direcionando-se próximo às raízes e reduzindo o escoamento superficial direto.

No presente estudo, o E_{st} foi obtido por medição direta em 32 indivíduos, previamente, selecionados quanto à sua localização, espécie e diâmetro à altura do peito. Os coletores foram construídos, seguindo as recomendações de Pypker, Tarasoff e Koh (2012), utilizando mangueira de polietileno fixada no tronco das

árvores em formato espiral, aplicando silicone entre o coletor e a árvore para garantir que não houvesse nenhum vazamento. Desta forma, todo o fluxo descendente foi desviado a um sistema de tubulação capaz de concentrar os fluxos e direcioná-los a um recipiente coletor (Figura 6). Os recipientes apresentam volumes com capacidade variando de 10 a 50 litros (Tabela 2) e foram instalados levando-se em conta o DAP e a área da copa de cada árvore.



Figura 6 Dispositivos usados no monitoramento do escoamento no tronco na FESM

Na Tabela 2 estão apresentadas informações a respeito dos 32 indivíduos selecionados para o monitoramento do escoamento no tronco na FESM. Para melhor representatividade da vegetação em termos de número de espécies florestais monitoradas, foram selecionados indivíduos de 15 diferentes espécies. Estes indivíduos foram selecionados, com base no levantamento da composição florística realizado por Oliveira-Filho, Scolforo e Mello (1994) e a atualização das informações da FESM é realizada pelo LEMAF/DCF UFLA, de forma periódica, a cada cinco anos. As 4 espécies predominantes são: *Xylopia brasiliensis* Spreng.,

popularmente conhecida como “pindaíba”, *Copaifera langsdorffii* Desf., com nome popular de “copaíba”, *Miconia argyrophylla* DC., ou simplesmente “papa terra” e *Ocotea odorifera* (Vell.) Rohwer, com nome popular de “sassafrás”. Estas espécies representam juntas 35% do total de indivíduos encontrados na FESM, 33% do DAP e 36% da altura.

Tabela 2 Identificação das espécies florestais na FESM para monitoramento do escoamento pelo tronco

Ponto	Altura (m)	Nome Científico	Coletor (l)	DAP (cm)
1	11,6	<i>Vismia Brasiliensis</i>	20	15,0
2	18,3	<i>Machaerium Nyctitans</i>	50	38,8
3	16,9	<i>Piptocarpha axillaris</i> (Less.) Baker	10	22,1
4	14,9	<i>Protium heptaphyllum</i> (Aubl.) Marchand	20	22,3
5	15,8	<i>Cryptocarya aschersoniana</i> Mez	20	13,1
6	20,0	<i>Cryptocarya aschersoniana</i> Mez	50	71,0
7	8,9	<i>Ocotea odorifera</i> (Vell.) Rohwer	10	7,5
8	18,2	<i>Ocotea odorifera</i> (Vell.) Rohwer	10	22,1
9	17,8	<i>Copaifera langsdorffii</i> Desf.	40	32,5
10	12,5	<i>Copaifera langsdorffii</i> Desf.	20	15,0
11	16,4	<i>Copaifera langsdorffii</i> Desf.	20	31,7
12	13,2	<i>Copaifera langsdorffii</i> Desf.	10	15,9
13	17,1	<i>Jacaranda cuspidifolia</i> (Bignoniaceae).	10	22,3
14	10,4	<i>Hymenaea courbaril</i> L.	10	9,4
15	9,9	<i>Ficus pertusa</i> L.f.	10	14,6
16	12,0	<i>Blepharocalyx salicifolius</i> (Kunth) O. Berg	20	17,7
17	12,5	<i>Miconia argyrophylla</i> DC.	10	19,7
18	14,6	<i>Miconia argyrophylla</i> DC.	10	11,6
19	13,0	<i>Miconia argyrophylla</i> DC.	10	24,2
20	8,0	<i>Tapirira obtusa</i> (Benth.) J.D.Mitch.	10	7,3
21	11,5	<i>Tapirira obtusa</i> (Benth.) J.D.Mitch.	30	23,1
22	8,8	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	10	7,5
23	20,4	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	40	31,7
24	16,9	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	40	27,1

25	15,0	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	20	15,3
26	13,0	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	10	12,1
27	17,6	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	30	50,1
28	12,0	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	20	10,5
29	12,5	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	20	14,0
30	15,4	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	20	32,1
31	10,5	<i>Xylopia brasiliensis</i> Spreng.	10	8,9
32	15,6	<i>Maprounea guianensis</i> Aubl.	10	21,3

Verifica-se, na Tabela 2, que os indivíduos selecionados variaram de 8,0 a 20,4 metros de altura, com média de 14,1 m. Quanto ao DAP, os valores ficaram entre 7,3 e 71 cm de diâmetro, com média de 21,5 cm. As Figuras 7A e 7B apresentam a distribuição em classes de valores de altura de todos os indivíduos da FESM e dos indivíduos monitorados, respectivamente, enquanto nas Figuras 7C e 7D são apresentadas as distribuições em classes de valores de DAP, de todos os indivíduos e dos indivíduos monitorados, respectivamente.

A seleção de indivíduos mais altos que a média ocorreu pelo fato de que indivíduos que são de baixa estatura e em nível abaixo do dossel florestal, como as árvores mais jovens que fazem parte do sub-bosque, não recebem de forma direta a precipitação externa, pois esta primeiramente atinge as árvores mais altas e com dossel emergente e somente após saturar o dossel é que esta camada inferior começará a receber a precipitação interna. Assim, optou-se por monitorar árvores mais altas que a média e, conseqüentemente, o DAP acompanhou esta tendência, uma vez que, na maioria das vezes, indivíduos mais altos tendem a ter um DAP maior.

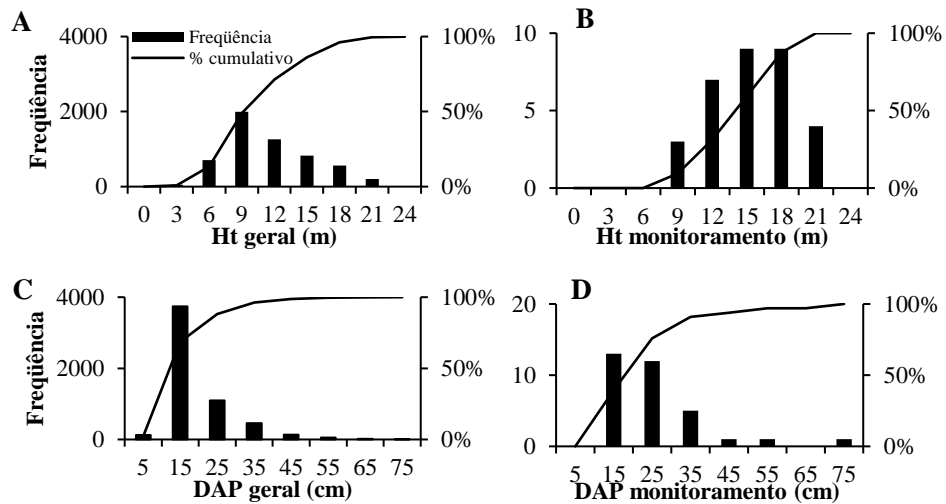


Figura 7 Classes de altura (Ht) e DAP de todos os indivíduos que ocupam a FESM (A, C) e indivíduos selecionados para o monitoramento do escoamento pelo tronco (B, D)

Para o cálculo do escoamento pelo tronco, utilizou-se a seguinte equação, de acordo com Shinzato et al. (2011):

$$E_{st} = \frac{V}{A} \quad (2)$$

E_{st} representa o escoamento pelo tronco (mm) medido diariamente até as 12 h nas 32 árvores selecionadas, V é o volume coletado em litros e A é a área estimada da copa em m^2 .

Uma vez que o escoamento pelo tronco está relacionado, dentre outros fatores, com a área foliar do estrato arbóreo (TONELLO et al., 2014), buscou-se a determinação da área das copas das árvores selecionadas por meio da projeção vertical de cada copa no solo. Para isso, seccionou-se a mesma em 8 direções, com ângulos de 45° entre si, a partir do centro do tronco até a extremidade da projeção da copa, conforme metodologia de ângulos fixos descrita por Shinzato

et al. (2011). Neste método, estima-se a projeção vertical da copa da árvore de interesse sobre o solo. Para o cálculo da área da copa foi utilizada a seguinte equação:

$$A = \sum \frac{a*b*\sin 45^\circ}{2} \quad (3)$$

Sendo A obtida em m² e corresponde à somatória das áreas de cada secção e a e b os comprimentos em metros de duas secções em um ângulo de 45° entre si (SHINZATO et al., 2011).

De posse dos dados referentes às primeiras leituras, foi calculado o erro padrão da média conforme equação 1. Segundo Gash e Stewart (1977), o erro padrão típico para o E_{st} deve ficar entre 20 e 30%. Na situação de erro superior a este, novos coletores são necessários.

2.5 Monitoramento da interceptação (I), capacidade de armazenamento de água pelo dossel (A_d) e pelo tronco (A_t)

Após a obtenção dos dados diários de precipitação externa, interna e escoamento pelo tronco, procedeu-se à estimativa das perdas diárias por interceptação como sendo a diferença entre a precipitação externa e a precipitação que, efetivamente, chega ao solo (P_{ef}), empregando-se a equação 4:

$$I = P_e - P_{ef} \quad (4)$$

I corresponde à interceptação diária, P_e é a precipitação externa diária; P_{ef} é a precipitação efetiva diária (todas em mm), calculada por:

$$P_{ef} = P_i + E_{st} \quad (5)$$

Em que P_i (mm) é a precipitação interna diária, medida nos 32 pluviômetros, bem como nas 4 calhas de monitoramento, sendo considerados os eventos das últimas 24 horas.

De acordo com Safeeq e Fares (2014), a identificação de um valor representativo da capacidade máxima de armazenamento pelo dossel (A_d) tem sido um dos grandes desafios em ecossistemas florestais tropicais, tendo em vista a grande variabilidade espacial do dossel. Vários métodos diretos e indiretos podem ser utilizados para estimar a capacidade de armazenamento. Os métodos diretos são, relativamente, de baixo custo e não necessitam de instrumentos complexos, entretanto demandam um longo período de monitoramento. Assim, muitos métodos indiretos têm sido desenvolvidos para a estimativa desta variável. Estes métodos, geralmente, são baseados em regressões lineares entre a precipitação externa e a precipitação interna (P_i x P_e) (GASH; MORTON, 1978; JACKSON, 1975).

A determinação desta variável foi realizada de forma direta, em todos os 32 pontos de monitoramento, sendo considerada como a máxima capacidade de armazenamento o maior valor de P_e que não apresentou P_i , fruto da observação dos eventos entre setembro/2012 e março/2015. A capacidade máxima de armazenamento do dossel medida foi determinada considerando o maior valor da precipitação externa que não proporcionasse precipitação interna em nenhum dos 32 pontos de monitoramento, neste caso, todos os eventos que não obtiveram precipitação interna foram separados e classificados em ordem decrescente para a identificação do maior valor de P_e , conseqüentemente, da A_d medida.

A capacidade de armazenamento do dossel florestal, também, foi determinada seguindo as recomendações de Ávila et al. (2014). Nesta metodologia, proposta inicialmente por Gash e Morton (1978), trabalha-se com eventos isolados de precipitação externa, admitindo um intervalo mínimo de 24

horas entre um evento e outro (DAVID, 2002) e com totais variando de 2,0 a 20 mm (CUARTAS et al., 2007). Assim, garante-se que o dossel florestal se encontra seco e próximo de sua capacidade máxima de armazenamento (VALENTE, 1999). Após a individualização das precipitações, ajustou-se uma regressão linear simples entre a precipitação externa e precipitação interna de cada um dos 32 pontos de observação, considerando-se os eventos obtidos em todo o período de monitoramento. Por este método, a capacidade máxima de armazenamento do dossel é o valor da precipitação externa quando a precipitação interna for zero. Para caracterizar a capacidade máxima do dossel da FESM, utilizou-se a média aritmética dos 32 valores estimados. Assim, o valor de A_d estimada foi comparado à A_d medida.

A mesma metodologia descrita acima foi utilizada para a estimativa da capacidade de armazenamento dos troncos (A_t). Assim, ajustou-se uma regressão linear simples entre os dados de precipitação externa e de escoamento pelos troncos, para cada uma das 32 árvores monitoradas, em que a capacidade de armazenamento pelos troncos corresponde ao valor da precipitação externa quando o escoamento no tronco for zero. A capacidade de armazenamento dos troncos foi obtida com base na média dos 32 valores estimados.

A capacidade de armazenamento pelos troncos, também, foi medida, de forma direta, sendo considerado o maior valor da precipitação externa que superasse a capacidade de armazenamento do dossel e não apresentasse escoamento no tronco. Estes valores foram confrontados com os valores do IAF que foi mensurado, mensalmente, e Ht, DAP e área da copa que foram medidos anualmente.

2.6 Modelagem da interceptação (I)

Na literatura existem inúmeros estudos sobre a determinação de I para diferentes ambientes florestais. Esses estudos resultam, frequentemente, em equações empíricas na forma de regressão entre I e P_e , tais como a equação 6:

$$I = aP_e + b \quad (6)$$

Em que “a” e “b” são os coeficientes de regressão.

Segundo Oliveira et al. (2008b), essa equação pode ser usada para descrever conjuntos de dados de chuva, ou, assume-se que há apenas um evento de chuva por dia, para descrever a I diária como uma função da P_e diária. Desta forma, utilizou-se deste pressuposto, para gerar equações de regressão para a estimativa das perdas por interceptação, quanto à precipitação externa. Além disso, ainda, foram ajustados dois modelos para a estimativa da interceptação, para a identificação da melhor metodologia de estimativa da interceptação, para fins de balanço hídrico.

2.6.1 Modelo reformulado de Liu

A versão do modelo analítico de Liu para precipitações isoladas (LIU, 1997, 2001) foi ajustada para a estimativa da interceptação na FESM. Esta versão do modelo de Liu foi reformulada do modelo original por Carlyle-Moses e Price (2007), para que fosse possível a utilização da fração de clareiras existentes no interior das matas estudadas, uma vez que, no modelo original, o dossel era considerado totalmente fechado, não existindo, desta forma, o coeficiente relacionado à precipitação livre.

Este modelo reformulado foi utilizado pela primeira vez para estimativa da parcela interceptada em ambiente de floresta decídua mista, localizada no centro florestal Ganaraska ao sul de Ontário, Canadá. Posteriormente, os mesmos pesquisadores utilizaram a versão reformulada do modelo de Liu (CARLYLE-MOSES; PRICE, 2007), em florestas de pinho-carvalho no nordeste do México, além de ter sido utilizado, também, em ambientes de reflorestamento no Panamá (CARLYLE-MOSES; PARK; CAMERON, 2010). De acordo com estes pesquisadores, o modelo de Liu é um dos menos exigentes em termos de parâmetros requeridos para a modelagem, quando comparado aos modelos originais de Rutter e Gash e tem sido, frequentemente, utilizado em ambientes de clima temperado, apresentando resultados comparáveis aos modelos considerados mais robustos. Assim, esta versão do modelo de Liu é, particularmente, atrativa para a predição da interceptação em locais com limitação de informações meteorológicas e de cobertura do dossel (MUZYLO et al., 2009). Entretanto, a aplicação desta versão do modelo de Liu, em regiões de clima tropical, ainda, é bastante escassa na literatura.

De acordo com Buttle e Farnsworth (2012), o modelo de Liu reflete com maior precisão o processo de molhamento do dossel do que o modelo de Gash. A versão reformulada do modelo de Liu é dada pela seguinte equação:

$$I = \sum_{j=1}^m c \left\{ A_{d,t} \left[1 - \exp \left[\left(-\frac{1}{A_{d,t}} \right) P_e \right] \right] * \left[1 - \frac{\bar{E}_v}{\bar{R}} \right] + \frac{\bar{E}_v}{\bar{R}} P_e \right\} \quad (7)$$

Sendo m o número de eventos ocorridos no intervalo de um dia, P_e é a precipitação externa, em mm, c é a fração de cobertura do dossel (adimensional), $A_{d,t}$ é a capacidade de armazenamento da formação florestal ($A_d + A_t$) em mm, \bar{E}_v é a taxa média de evaporação do dossel, em mm h^{-1} ; \bar{R} é a intensidade média da

precipitação necessária para saturar o dossel, em mm h^{-1} , sendo determinada para eventos $\geq P'_g$ (lâmina de precipitação necessária para saturar o dossel em mm).

P'_g é considerado o ponto de saturação do dossel e, na maioria das vezes, é superior à capacidade de armazenamento do dossel (A_d), ou igual à A_d se a evaporação, durante o período de pré-umedecimento, for negligenciada e o coeficiente de precipitação livre (p) for igual a zero. P'_g foi estimada a partir da equação 8 apresentada por Gash (1979):

$$P'_g = -\frac{\bar{R}}{\bar{E}_v} A_d \ln \left[1 - \frac{\bar{E}_v}{\bar{R}} \right] \quad (8)$$

Em que P'_g é o ponto de saturação do dossel (mm).

2.6.2 Modelo analítico reformulado de Gash

A interceptação, também, foi modelada por meio da versão reformulada do modelo de Gash (GASH; LLOYD; LACHAUD, 1995). Esta versão do modelo de Gash apresenta uma maior simplicidade e flexibilidade, pois requer apenas alguns parâmetros que podem ser facilmente derivados das observações de precipitação e interceptação monitoradas. Pela versão reformulada do modelo de Gash, a interceptação, durante pequenos eventos de precipitação que são insuficientes para saturar o dossel (I_c), é dada pela seguinte equação:

$$I_c = c \sum_{j=1}^m P_e \quad (9)$$

Em que m é o número de precipitações que foram insuficientes para superar a capacidade de armazenamento do dossel ($P_e \leq A_d$).

De acordo com Herbst et al. (2008), a fração de cobertura do dossel pode ser calculada pela expressão $(1-p)$, sendo p o coeficiente de precipitação livre. Segundo Sadeghi et al. (2015), o coeficiente de precipitação livre (p) pode ser expresso pelo coeficiente angular da reta $P_i \times P_e$, no período de pré-saturação do dossel, ou seja, quando as precipitações externas não foram suficientes para saturar o dossel ($P_e \leq A_d$).

No modelo reformulado de Gash (PYPKER; TARASOFF; KOH, 2012; SADEGHI et al., 2015), I_n é definido como sendo a lâmina de interceptação para n eventos de precipitação com volumes suficientes para saturar o dossel ($P_e \geq A_d$) e é igual à soma de I_w , I_a e I_s (em que I_w representa a evaporação no dossel, durante o processo de molhamento, I_a representa a evaporação no dossel, depois do término do evento de precipitação e I_s é definido como sendo a evaporação no dossel depois da saturação do mesmo). As frações interceptadas, durante os três períodos específicos, são determinadas pelas equações de 10 a 13.

$$I_w = ncP'_g - ncS_c \quad (10)$$

$$I_a = ncS_c \quad (11)$$

$$I_s = \frac{\bar{E}_v}{\bar{R}} \sum_{j=1}^n (P_e - P'_g) \quad (12)$$

$$I_n = I_w + I_a + I_s + I_c \quad (13)$$

Em que n é o número de precipitações que superaram a capacidade de armazenamento do dossel ($P_e \geq A_d$); c é a fração de cobertura do dossel (adimensional); P_e é a precipitação externa (mm); \bar{E}_v é a taxa média de evaporação do dossel em mm h^{-1} ; \bar{R} é a intensidade média da precipitação necessária para saturar o dossel em mm h^{-1} ; P'_g é o ponto de saturação do dossel (mm); A_d é a

capacidade de armazenamento do dossel (mm) e S_c é o valor de A_d por unidade de área de cobertura do dossel e definido como $S_c=A_d/c$ (GASH; LLOYD; LACHAUD, 1995).

2.6.3 Estimativa da evaporação média do dossel (\bar{E}_v)

Para a estimativa da evaporação média do dossel (\bar{E}_v) foram utilizadas duas técnicas distintas. A primeira, considerada mais simples, é recomendada para regiões onde são escassas as informações oriundas de monitoramento meteorológico. Neste caso, foi utilizada a taxa média de evaporação do dossel (\bar{E}_{v1}), estimada seguindo as recomendações de Gash (1979), por intermédio das equações 14 e 15, que estão descritas em Buttle e Farnsworth (2012):

$$\bar{E}_{v1} = E * c \quad (14)$$

$$E = a\bar{R} \quad (15)$$

Em que a é o coeficiente angular da reta entre a interceptação média observada com as precipitações maiores que o ponto de saturação do dossel ($P_e \geq P'_g$), E representa a taxa de evaporação do dossel (mm h^{-1}).

A fração de cobertura do dossel (c) foi estimada, por intermédio da média aritmética dos valores do índice de área foliar (IAF), observados, mensalmente, com auxílio da seguinte equação:

$$c = 1 - \frac{1}{\text{IAF}} \quad (16)$$

IAF é a razão entre a área foliar de uma população de plantas e a área de solo por elas ocupadas (SANCHES et al., 2008). Neste trabalho, os valores do IAF correspondem à sua média, determinada, mensalmente, com base em 32 leituras realizadas na FESM, sendo uma em cada ponto de monitoramento da P_i (Figura 1).

O monitoramento do IAF foi realizado com o auxílio do analisador de dossel LAI-2000 (Li-Cor®). Este equipamento se destaca pela praticidade e agilidade na obtenção dos dados, além de fornecer estimativa confiável do IAF (COELHO FILHO et al., 2012). De acordo com Coelho Filho et al. (2012), o LAI-2000 tem sido amplamente empregado em estudos de estimativa do IAF em diferentes ambientes. Este instrumento é equipado com uma lente hemisférica tipo “olho de peixe”, subdividida em cinco bandas angulares de visada com relação ao zênite (7, 23, 38, 53 e 68°). Desta maneira, a fração de luz que transpõe o dossel florestal nos diferentes ângulos é utilizada no cálculo do IAF (MAJASALMI et al., 2012).

A segunda técnica utilizada, para a estimativa da evaporação média do dossel (\bar{E}_v), refere-se à utilização do modelo Penman-Monteith (P-M), recomendada para locais instrumentados que forneçam as informações meteorológicas necessárias para a estimativa. A taxa média de evaporação do dossel determinada pelo modelo P-M (\bar{E}_{v2}) é obtida pela seguinte equação:

$$E_{v2} = \frac{\Delta A + \rho c_p D g_a}{\lambda(\Delta + \gamma)} \quad (17)$$

Sendo E_{v2} a evaporação determinada por P-M (mm dia^{-1}), Δ refere-se à declividade da curva de pressão de vapor de saturação ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$), A é ao saldo de radiação ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$), ρ é a densidade do ar úmido (kgm^{-3}), c_p é o calor específico do ar à pressão constante ($\text{MJkg}^{-1}\text{C}^{-1}$), D é o déficit de pressão de vapor (kPa), g_a

é a condutância aerodinâmica (sm^{-1}), λ é o calor latente de vaporização da água e γ é a constante psicrométrica ($\text{kPa}^\circ\text{C}^{-1}$). Para estimar a condutância aerodinâmica, em condições de dossel molhado, foi utilizado o método descrito em Gash, Valente e David (1999) pela seguinte equação:

$$g_a = \frac{u_*}{\frac{u}{u_*} + \frac{2}{k}} \quad (18)$$

Em que u_* é a velocidade de fricção do vento (ms^{-1}), u é a velocidade do vento (ms^{-1}) à altura z e k é a constante de von-karman. A velocidade de fricção do vento foi determinada com auxílio da equação 19, seguindo as recomendações de Liu et al. (2016):

$$u_* = \sqrt{\left(\frac{\tau_x}{\rho_a}\right)} \quad (19)$$

Em que τ_x é o estresse de deslizamento, que assume um valor típico de $\cong 0,1 \text{ Nm}^{-2}$, e ρ_a é a densidade do ar (kg m^{-3}), obtida de acordo com a temperatura do ar registrada na TOM.

2.7 Avaliação dos modelos ajustados

Com os modelos ajustados pelas regressões lineares, estimaram-se a precipitação interna, escoamento pelo tronco, precipitação efetiva e finalmente a interceptação. Os modelos foram validados, por meio da geração de parâmetros, com base nos valores observados e preditos conforme os parâmetros descritos nas equações de 20 a 27. De acordo com Sadeghi et al. (2015), várias abordagens

quantitativas para a validação do desempenho de modelos podem ser aplicadas, dentre elas, destaca-se o erro médio absoluto (MAE), que é, frequentemente, preferido para pequenos conjuntos de dados (ALEXANDRIS; STRICEVIC; PETKOVIC, 2008) e descrito de acordo com a equação 20:

$$\text{MAE} = N^{-1} \sum_{i=1}^N |E_i - O_i| \quad (20)$$

E_i é o valor estimado e O_i é o valor observado, N é o número total de pares de observações.

A utilização da raiz quadrada do erro médio quadrático (RMSE, em mm) pode ser mais prática para a visualização do erro, uma vez que apresenta o erro na mesma unidade e escala do valor observado (SADEGHI et al., 2015). O RMSE é descrito conforme equação 21:

$$\text{RMSE} = \left[N^{-1} \sum_{i=1}^n (E_i - O_i)^2 \right]^{0,5} \quad (21)$$

Os erros podem apresentar-se enviesados, com propensão à determinada direção. Esta predisposição do erro pode ser descrita pela tendência do erro médio (MBE, em mm), observada por meio da equação 22:

$$\text{MBE} = N^{-1} \sum_{i=1}^N (E_i - O_i) \quad (22)$$

De acordo com Sadeghi et al. (2015), os valores MAE, RMSE e MBE próximos de zero indicam que o modelo assim utilizado pode ser útil para o ajuste das variáveis em análise. A tendência do erro (MBE) pode ser normalizada para

torná-lo adimensional. Neste caso, a tendência fracionada (FB) varia de -2 a +2 e apresenta valor ideal igual a zero para um modelo adequado. A tendência fracionada foi calculada pela equação 23:

$$FB = 2 \times \left(\frac{\bar{O} - \bar{P}}{\bar{O} + \bar{P}} \right) \quad (23)$$

Sendo \bar{O} e \bar{P} são as médias dos valores observados e preditos, respectivamente.

O erro médio normalizado (NMPE) é definido pela equação 24:

$$NMPE = \frac{\sum_{i=0}^n |E_i - O_i|}{\sum_{i=0}^n O_i} \quad (0 \text{ a } +\infty) \quad (24)$$

A percentagem do erro médio absoluto (MAPE), que deve ser entendido como um percentual de acurácia de ajuste do modelo, é definida pela equação 25:

$$MAPE = \left[\sum_{i=1}^n \left(\left| \frac{O_i - E_i}{E_i} \right| \right) \times 100 \right] \quad (25)$$

Ainda foi utilizado o índice de concordância, modificado de Willmott (IA) (WILLMOTT; ROBESON; MATSUURA, 2012), este índice determina a amplitude dos erros entre o modelo ajustado e o observado sendo expresso pela equação 26:

$$IA = \frac{\sum_{i=0}^n |E_i - O_i|}{2 \times \sum_{i=0}^n |O_i - \bar{O}|}, \quad 0 \leq IA \leq 1 \quad (26)$$

A eficiência do modelo (EF) foi calculada com base na relação entre os desvios médios observados e preditos por meio da equação 27:

$$EF = 1 - \frac{\sum_{i=0}^n (E_i - O_i)^2}{\sum_{i=0}^n (\bar{O} - O_i)^2}, 0 \leq EF \leq 1 \quad (27)$$

Tanto o IA como o EF variam de 0 a 1 e quanto mais próximo de 1, menor a amplitude dos erros.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise do monitoramento hidrometeorológico na FESM

3.1.1 Análise da P_e , P_i e E_{st}

Ao longo do período de monitoramento (1° de setembro de 2012 a 31 de março de 2015), um total de 3126 mm de precipitação externa foi monitorado na TOM, sendo distribuídos em 270 eventos, para os quais foram identificados 209 (77%) com precipitação interna e 187 (69%) com escoamento pelo tronco em ao menos um dos indivíduos monitorados. Houve grande variabilidade interanual, a qual é típica de climas do tipo Cwa/Cwb, sobretudo no ano hidrológico 12/13, com um total mensal de 448 mm em janeiro de 2013 e apenas 1,6 mm no mês de agosto do mesmo ano. Vale ressaltar que janeiro de 2013 registrou um valor, consideravelmente, acima da média, (38% do total precipitado no referido ano hidrológico), contribuindo, significativamente, para a concentração de chuvas neste período.

A distribuição mensal deste montante pode ser observada na Figura 8, onde as linhas com os círculos representam as médias mensais históricas dos últimos 44 anos, as barras verticais representam o erro padrão em relação à média histórica e as colunas verticais representam a precipitação total mensal incidente

na TOM no período monitorado. Pode-se perceber que, dos 31 meses de monitoramento, apenas 7 apresentaram precipitação externa superior à média histórica mensal, no período de análise, ao passo que, em 24 meses, a precipitação foi menor que a média histórica. Assim, é possível caracterizar o período estudado como de recessão hídrica, com um percentual negativo médio de precipitação de 27,3% em relação à média. Independente da época do ano, as variações foram significativas no tocante ao comportamento abaixo da média.

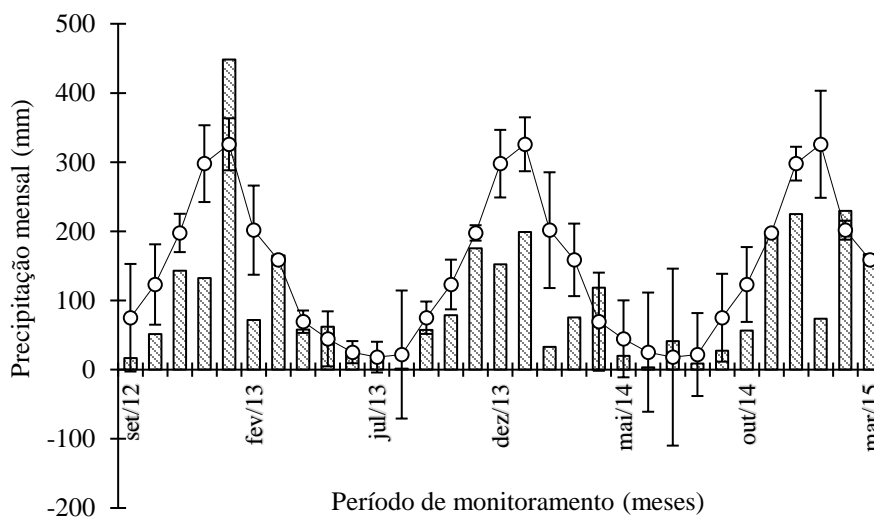


Figura 8 Precipitação total mensal externa observada na TOM no período de set-2012 a mar-2015 e valores médios e respectivos desvios para a série histórica da região estudada

No período chuvoso, podem-se destacar os meses de fevereiro de 2013 e 2014, além de janeiro de 2015, que obtiveram percentuais muito abaixo da média histórica de 65, 84 e 77%, respectivamente; no período seco, destacam-se os meses de setembro de 2012 com 78% abaixo da média histórica, agosto de 2013 com 93% e junho de 2014 com valor de 86%.

Na Tabela 3, encontram-se os 10 primeiros dias de monitoramento em que houve precipitações incidentes que ocasionaram precipitação interna e

escoamento pelo tronco. Estes dados iniciais foram utilizados, para verificar o erro padrão médio destas variáveis, conforme sugerido por Lloyd e Marques (1988). O valor total e o erro padrão médio da precipitação interna, neste período, foram de $113,6 \pm 5,7$ mm, o que significa um erro padrão de 4,6%. Este valor é aceitável, para esta variável, uma vez que Durocher (1990) recomenda erros menores que 5%. Desta forma, avalia-se que não foi necessário aumentar o número de pluviômetros ou modificar a sua forma de instalação como sugere Lloyd e Marques (1988). Além disto, o erro padrão médio dos 270 eventos registrados foi de 4,8%.

Tabela 3 Caracterização dos 10 primeiros eventos para análise do erro padrão associado à precipitação interna e escoamento pelo tronco

Data	P _i	σ	ζ	Erro (%)	E _{st}	σ	ζ	Erro (%)
22/09/12	11,9	3,1	0,55	4,6	0,0924	0,1088	0,0192	20,8
25/09/12	0,4	0,1	0,02	5,0	0,0000	0,0000	0,0000	00,0
13/10/12	5,1	1,4	0,25	4,9	0,0051	0,0072	0,0013	24,8
14/10/12	8,8	2,2	0,38	4,4	0,0256	0,0444	0,0078	30,7
20/10/12	14,4	4,3	0,75	5,2	0,0646	0,0832	0,0147	22,8
21/10/12	0,7	0,1	0,03	4,0	0,0002	0,0004	0,0001	33,3
24/10/12	1,8	0,7	0,12	6,9	0,0009	0,0015	0,0003	30,9
29/10/12	11,0	2,1	0,38	3,4	0,1030	0,1150	0,0203	19,7
01/11/12	0,6	0,2	0,03	5,3	0,0005	0,0008	0,0001	27,2
05/11/12	59,0	18,1	3,20	5,4	0,4485	0,6354	0,1123	25,0

Em relação ao erro padrão médio do escoamento pelo tronco, no período apresentado na Tabela 3, o valor encontrado foi 26,1%, próximo ao erro padrão encontrado por Vieira e Palmier (2006) e dentro do que recomenda Gash e Stewart (1977), entre 20 e 30%. O escoamento pelo tronco medido nas 32 árvores escolhidas como representativas foi de $0,74 \pm 0,18$ mm. Ao longo de todo o período de monitoramento, o erro padrão médio do escoamento pelo tronco manteve-se praticamente estável, em torno de 26%. Desta forma, o número de indivíduos monitorados foi suficiente para representar a área.

3.1.2 Análise da metodologia de amostragem da P_i

Para validar a metodologia dos pluviômetros aleatórios fixos usados neste trabalho, realizou-se um experimento adicional, usando-se os dados monitorados nos pluviômetros e nas calhas, visando avaliar possíveis inconsistências nos dados gerados com base nos pluviômetros fixos, conforme descrito em Cuartas et al. (2007). Este experimento teve início em 16/10/2013 com a instalação das calhas e teve a última coleta realizada em 31/03/2015. As coletas ocorreram todos os dias nos quais ocorreu precipitação externa. Após cada evento, calculou-se a média das precipitações internas dos pluviômetros e das calhas para as devidas verificações.

Foram registrados 147 eventos durante o período de análise, e cinco superaram 50 mm e a maior precipitação registrada foi de 61 mm. De maneira geral, os valores de precipitação interna (P_i) medidos nos pluviômetros foram similares aos medidos nas calhas (Figura 9), não havendo diferença estatística entre eles. O teste da hipótese de declividade unitária (CUARTAS et al., 2007) e ordenada com origem zero mostrou que a linha de regressão com declividade de 0,969 não é, significativamente, diferente da linha 1:1. Para os pluviômetros, o intervalo do desvio padrão foi 0,16 a 19,32 mm e os coeficientes de variação entre 0,17 e 0,61, que correspondem aos valores maiores e menores de precipitação interna, respectivamente.

Na Tabela 4 estão apresentados os resultados obtidos neste experimento comparativo, mostrando que as perdas por interceptação (I) foram de 15,5% e 19,3% para os pluviômetros e calhas, respectivamente.

Foi identificada, nos dois métodos de monitoramento da precipitação interna durante o período de avaliação, precipitação interna excedente (P_{ie}). Nestes casos, a precipitação interna média foi maior que a precipitação externa ($P_i > P_e$). Nota-se que a técnica de monitoramento com os pluviômetros apresentou-se como

uma metodologia de amostragem adequada da precipitação interna (P_i), uma vez que apresenta menores valores de precipitação interna excedente (P_{ie}).

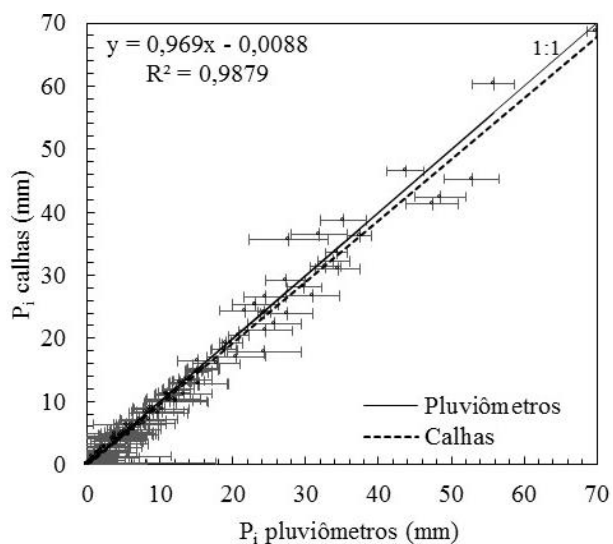


Figura 9 Relação entre a precipitação interna medida pelos pluviômetros e calhas

Tabela 4 Resumo comparativo das técnicas de monitoramento da precipitação interna

	Lâmina (mm)	P_i (%)	P_{ef} (mm)	I (%)	P_{ie} (mm)
Precipitação externa	1840				
Pluviômetros	1655	90	90,7	15,5	6,1
Calhas	1599	86,9	87,6	19,3	6,9

3.2 Sazonalidade das variáveis hidrometeorológicas na FESM

Inicialmente é apresentada a Figura 10, que mostra a correlação entre a precipitação interna média dos 32 pluviômetros e a precipitação externa monitorada na TOM. Pode-se observar alta correlação ($r = 0,991$) entre a precipitação interna e externa monitorada na torre. A correlação obtida demonstra

a necessidade e importância do monitoramento da precipitação externa ser realizado acima do dossel, a fim de gerar informações consistentes, para uma melhor compreensão do processo de interceptação da chuva, principalmente, em se tratando de áreas que recebem precipitações do tipo convectivas, sobretudo no verão, as quais apresentam alta variabilidade espacial. De acordo com Moura et al. (2009), a distância e a diferença de altitude entre a parcela experimental e o pluviômetro de controle da precipitação externa podem contribuir para erros na modelagem. Esta situação foi, também, observada por Bega et al. (2005), que constataram redução do coeficiente de correlação dos dados à medida que a distância entre os pontos de monitoramento aumentou.

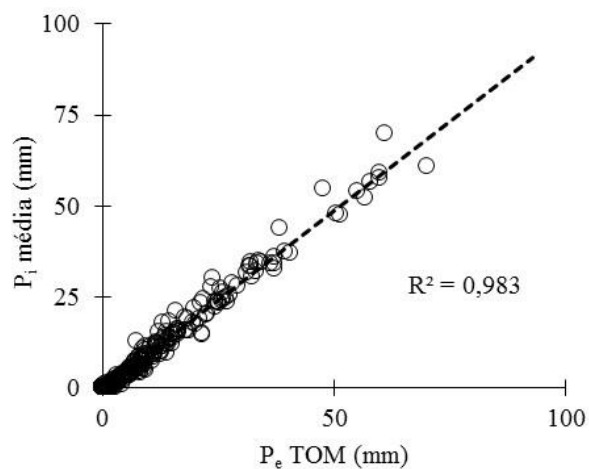


Figura 10 Relação entre a precipitações interna média e precipitação externa monitorada na TOM da FESM

Na região do estudo, a estação úmida se inicia em outubro e estende-se até março, enquanto a estação seca se estende de abril a setembro. Desta forma, os dados foram reunidos em períodos de seis meses e são apresentados na Tabela 5.

Tabela 5 Valores de precipitação externa (P_e), precipitação interna (P_i), escoamento pelo tronco (E_{st}), precipitação efetiva (P_{ef}) e perdas por interceptação (I) no período de 1º de setembro de 2012 a 31 de março de 2015

Ano hidrológico	P_e (mm)	P_i (mm)	P_i (%)	E_{st} (mm)	E_{st} (%)	P_{ef} (mm)	P_{ef} (%)	I (mm)	I (%)
12/13	1186	1083	91,3	9,7	0,8	1093	92,1	132	10,7
13/14	963	892	92,5	6,6	0,7	898	93,3	142	15,1
Período hidrológico	P_e (mm)	P_i (mm)	P_i (%)	E_{st} (mm)	E_{st} (%)	P_{ef} (mm)	P_{ef} (%)	I (mm)	I (%)
12/13 ^U	1012	938	92,6	8,9	0,9	947	93,5	98,4	9,7
13 ^S	215	183	85,3	1,0	0,4	184	85,7	33,6	15,7
13/14 ^U	714	672	94,0	5,3	0,7	677	94,8	102,3	14,3
14 ^S	219	189	86,4	1,2	0,6	191	87,0	39,4	18,0
14/15 ^U	949	838	88,2	6,9	0,7	845	89,0	121,4	12,8
Geral	3126	2831	90,6	23,4	0,7	2855	91,3	399,5	12,8

^SPeríodo seco do referido ano, ^UPeríodo úmido dos referidos anos

Pode-se perceber que, ao longo do período monitorado, foi registrado um volume total de 2831 mm de precipitação interna, que representa 90,6% da precipitação externa e apresenta-se com um resultado superior aos encontrados em outros trabalhos desenvolvidos, para este tipo de floresta, como, por exemplo, os realizados por Vieira e Palmier (2006), em floresta estacional semidecídua com cerrado na região metropolitana de Belo Horizonte – MG e Souza et al. (2007), que estudaram um fragmento de floresta estacional semidecídua em Viçosa-MG. Esses pesquisadores encontraram uma P_i que representou 67% e 80,7% da P_e , respectivamente. Além disto, no presente estudo, foi possível captar a sazonalidade do clima, num período de observação muito superior ao dos trabalhos mencionados, correspondendo a dois períodos secos e 3 úmidos. Isto demonstra que foi possível captar, inclusive, a sazonalidade do clima entre anos hidrológicamente distintos, o que confere maior representatividade ao estudo. Em adição, este estudo é um dos únicos em área de Mata Atlântica no Brasil com monitoramento da P_e obtida acima do dossel com base em torre de observação.

Segundo Oliveira et al. (2008b), para florestas tropicais, as variações da precipitação interna estão entre 75% e 96% da precipitação acima do dossel. Ávila et al. (2014), avaliando a partição da precipitação em um fragmento de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, constataram que o percentual de precipitação interna foi de 79% da precipitação externa. Já Ferreira, Luizão e Dallarosa (2005) obtiveram valores entre 74,2% e 87,1%. Em um dos trabalhos considerados pioneiros no Brasil, Castro et al. (1983) encontraram uma precipitação interna de 87,4% da precipitação externa, resultado bem próximo ao encontrado para a área de estudo.

Pode-se perceber que, sob condições do dossel de florestas estacionais semidecíduas, a precipitação interna média está próxima de 82% da precipitação externa com escoamento pelos troncos médio de 1,2% e interceptação em 16,8% (GIGLIO; KOBAYAMA, 2013). Os valores máximos encontrados para este tipo de formação florestal são 87,4% de precipitação interna (CASTRO et al., 1983), 22,8% de interceptação (TONELLO et al., 2014) e 3,3% de escoamento pelo tronco (SOUZA et al., 2007).

Observa-se, portanto, que os resultados obtidos neste trabalho são superiores aos obtidos em outros estudos sobre o comportamento da precipitação e da interceptação em fragmentos florestais na região Sudeste do Brasil e em outras regiões (Tabela 6). Entretanto, na quase totalidade dos estudos realizados, os pluviômetros utilizados para o monitoramento da P_e não foram instalados acima do dossel propriamente dito, como no caso do presente estudo e, sim, localizados fora da área de interesse (Tabela 6). Em alguns casos estavam a centenas de metros, como no trabalho realizado por Moura et al. (2009) que obtiveram os dados de P_e a 1200 metros da área experimental, ou no trabalho de Oliveira Júnior e Dias (2005), que obtiveram os dados de P_e de um pluviômetro instalado no alto de um morro a 2,0 km de distância das parcelas experimentais o que, segundo estes autores, pode ter influenciado nos resultados

Tabela 6 Alguns resultados de precipitação interna, escoamento pelo tronco e interceptação, registrados em diferentes regiões climáticas, vegetativas e experimentais

Tipo de Floresta	Período de análise	P _e (mm)	P _i (%)	E _{st} (%)	I (%)	Experimento	Autores
FESM/Sul de Minas	Set/12 Mar/15	3126	90,6	0,7	12,8	32 pluviômetros Ville de Paris fixos; 4 calhas com 5x10x400 cm fixas; leituras diárias; TOM com 22 m de altura para monitorar a P _e	Este trabalho
FESM/Iperó-SP	Nov/09 Mai/10	540	76	1	23	10 coletores plásticos fixos; leituras semanais; P _e monitorada fora da área amostral	Tonello et al. (2014)
Floresta Ombrófila Densa Sul de Minas	Out/09 Set/11	4949	79	*	21	23 pluviômetros Ville de Paris fixos; leituras diárias; P _e monitorada a 30 m da área amostral	Ávila et al. (2014)
Ombrófila Densa Sub-montana – Litoral, RJ	Nov/09- Nov/10	2357	75	*	25	12 pluviômetros fixos; leituras semanais; P _e monitorada a 1,8 km fora da área amostral e em clareira no interior da mata.	Togashi, Montezuma e Leite (2012)
Ombrófila Densa Sub-montana Guaraqueçaba, PR	Set/01 Set/03	2676	87	*	13	15 pluviômetros fixos; leituras a cada 15 dias; P _e monitorada próxima da área de estudo com leituras a cada 15 dias.	Scheer (2009)
Floresta ombrófila densa de terras baixas - PR	Jun/00 Dez/04	9628	85,4	*	*	3 canaletas fixas com 150x11,5 cm; leituras a cada 21 dias; P _e monitorada fora da área amostral	Souza e Marques (2010)
Floresta tropical úmida Melgaço-PA	Jan/04 Dez/04	1153	76,7	1,7	21,5	25 coletores plásticos fixos; 40 coletas semanais; P _e medida em TOM a 2 km da área	Oliveira et al. (2008a)
Floresta tropical úmida Manaus-AM	Nov/02 Out/03	2025	76,8	0,6	22,6	1 calha com 0,05x36 m fixa; leitura a cada 5 min; P _i monitorada em TOM e em clareiras no interior da mata a cada 5 min	Cuartas et al. (2007)

* Não realizaram monitoramento do escoamento pelo tronco e/ou interceptação

O escoamento pelo tronco médio das 32 árvores monitoradas no presente estudo foi de 23,4 mm, o que representa 0,7% de precipitação externa. Estudos realizados por Shinzato et al. (2011) mostraram que a água escoada pelos troncos representa 1,0% da precipitação externa, em floresta estacional semidecídua, 0,98% em eucalipto e 1,02% em pinus. Valores semelhantes foram encontrados por Ghimire et al. (2012), os quais estudaram a interceptação em florestas de pinus plantada e natural no Nepal, com o escoamento pelo tronco correspondendo a 0,5% e 1,4%, respectivamente. Cicco et al. (2007) descrevem que o escoamento pelo tronco pode variar de 1 a 15% da precipitação externa. Germer et al. (2012) citam que as porcentagens do escoamento pelo tronco variam de acordo com as florestas e suas diferentes espécies arbóreas. Em florestas europeias, estes autores encontraram valores variando de 3% a 25% da precipitação externa, relatando, ainda, que existem poucos estudos incluindo mais de um ano de monitoramento do escoamento pelo tronco.

Neste estudo, os resultados para o escoamento pelo tronco mantiveram-se estáveis, ao longo dos anos monitorados, assim como a precipitação interna, que foi de 91,3% para o ano hidrológico 12/13 e 92,5% para o ano hidrológico 13/14. A precipitação efetiva e interceptação, também, mantiveram-se estáveis durante os dois anos hidrológicos avaliados. Para os anos 12/13 e 13/14, esta foi de 92,1 e 93,3% da precipitação externa, respectivamente, o que representa uma interceptação de 10,7 e 15,1% para os referidos anos. Na avaliação de todo o período em análise, a precipitação efetiva foi de 91,3%, proporcionando uma interceptação de 12,8%.

Nos períodos úmidos dos anos hidrológicos, foram observados os maiores percentuais de precipitação interna, que variaram de 88,2 a 94%, com média de 91,6%. Nos períodos secos, a precipitação interna apresentou pequena variação, com valores de 85,3% em 2013^S e 86,4% em 2014^S,

discordando dos resultados apresentados por Ávila et al. (2014) que encontraram uma redução de 12% na precipitação interna entre os períodos secos dos anos hidrológicos 09/10-10/11 para ambientes de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira. Contudo, no citado trabalho, houve uma excessiva concentração da chuva no verão 2010/2011 e um inverno mais seco que o esperado.

Os resultados obtidos apresentam a mesma tendência de redução da precipitação interna que foi encontrada por Oliveira et al. (2011), que observaram reduções de 83% para 60% do período chuvoso para o seco em ambientes sob domínio de floresta amazônica. Estes pesquisadores atribuíram esta variação aos mesmos fatores que influenciaram a redução da precipitação externa naquela região de estudo. De maneira geral, os períodos úmidos apresentam maiores percentuais de precipitação interna, escoamento pelos troncos e precipitação efetiva e redução da interceptação. De forma inversa, os períodos secos são marcados pela redução da precipitação interna, escoamento pelo tronco e precipitação efetiva, com acréscimo do percentual interceptado em quase 30% (de 12,3% nos períodos úmidos para 16,9% nos períodos secos). Estes resultados estão em concordância com os estudos de Arcova, Cicco e Rocha (2003), para ambientes de Mata Atlântica, que observaram reduções na precipitação interna de 84% para 71% do período chuvoso para o seco, atribuindo este comportamento às características distintas das chuvas locais que ocorrem nas duas épocas do ano.

No caso da FESM, o aumento do percentual interceptado no período seco deve-se, entre outros motivos, prioritariamente, ao fato de que, neste período, os eventos de precipitações ocorreram em número bastante inferior aos ocorridos no período úmido. A Figura 11 demonstra que à medida que se observa redução no número de eventos de precipitação, há um incremento no percentual interceptado.

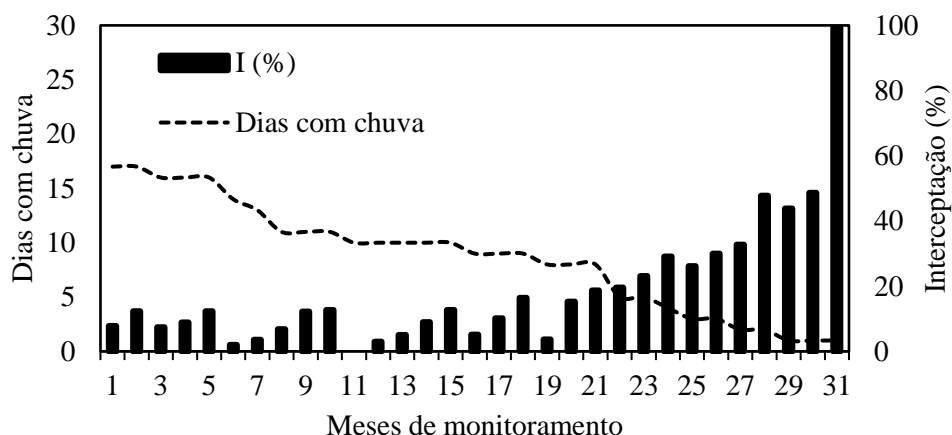


Figura 11 Relação entre o percentual interceptado e o número de dias com precipitação externa registrados na FESM nos meses de monitoramento (09/2012 a 03/2015) na TOM

Durante os anos hidrológicos 12/13 e 13/14, foram verificados 186 dias em que houve precipitações, sendo 132 dias no período úmido contra 54 do período seco, e estes últimos são marcados por precipitações de menor intensidade. Isto indica que, neste período do ano, o dossel florestal encontra-se próximo à sua máxima capacidade de armazenamento no período que antecede as precipitações, propiciando maior interceptação e menor precipitação interna. Desta forma, pode-se caracterizar este processo como muito dependente das características da precipitação e da umidade antecedente do dossel aos eventos de chuva. É neste período que se apresentam, também, os menores valores de escoamento pelo tronco, sendo este um processo que, também, depende dos fatores mencionados anteriormente.

A Figura 12 apresenta a relação entre o percentual de escoamento pelo tronco com o número de precipitações ocorridas em cada mês de monitoramento. Os valores são apresentados de forma decrescente para melhor visualização do que foi descrito anteriormente. De acordo com Levia Junior e Frost (2003), o escoamento pelo tronco, quando avaliado em escala regional,

apresenta grande amplitude de valores ocasionada pela variabilidade espacial das diferenças climáticas regionais. Este não é o caso da FESM, cujo comportamento desta variável está associado à densidade e composição das espécies bem como das características dos eventos de precipitação e de sua sazonalidade.

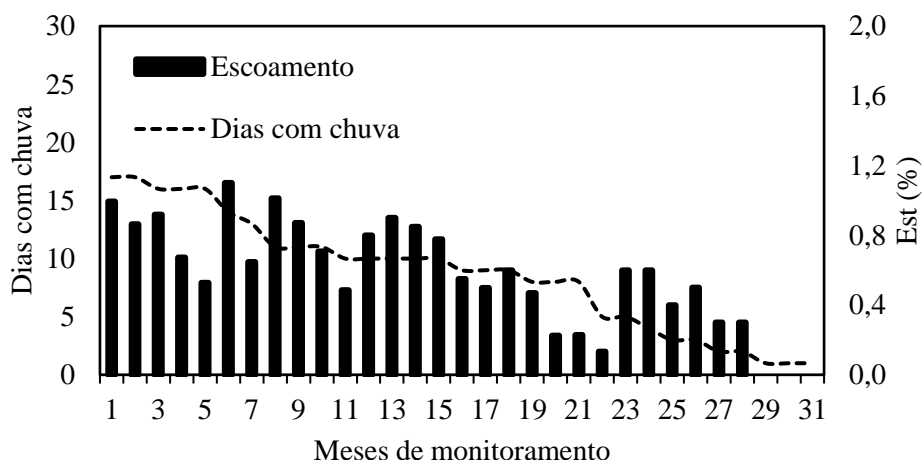


Figura 12 Relação entre o percentual escoado pelos troncos e o número de dias com precipitação externa registrados na FESM nos meses de monitoramento (09/2012 a 03/2015)

Na Figura 13 estão apresentadas correlações entre as variáveis hidrometeorológicas no ambiente florestal (P_i , E_{st} , P_{ef} , I) e a precipitação externa (P_e), observada na TOM, ao longo do período de análise. A Figura 13A demonstra que a precipitação interna não apresentou diferenças marcantes na correlação com a precipitação externa entre os períodos úmidos e secos, o que difere dos resultados obtidos em ambientes de floresta amazônica (OLIVEIRA et al., 2011) que apresenta melhor correlação no período seco, e de mata atlântica (ARCOVA; CICCIO; ROCHA, 2003) que apresenta melhor correlação com o período úmido. De acordo com estes autores, as diferenças

são atribuídas, principalmente, às características intrínsecas das precipitações que ocorrem, em cada período analisado, além do regime hídrico de cada período e região de estudo. Esta semelhança nas correlações de $P_i \times P_e$, para períodos secos e úmidos na FESM, permite inferir que a forma de obtenção dos dados de precipitação externa (sob o dossel) se mostra bastante eficiente, uma vez que os valores observados não sofrem a influência da componente espacial, sobretudo em períodos marcados por precipitações convectivas, o que poderia diminuir a correlação nos períodos úmidos, quando é comum este tipo de precipitação na região de estudo.

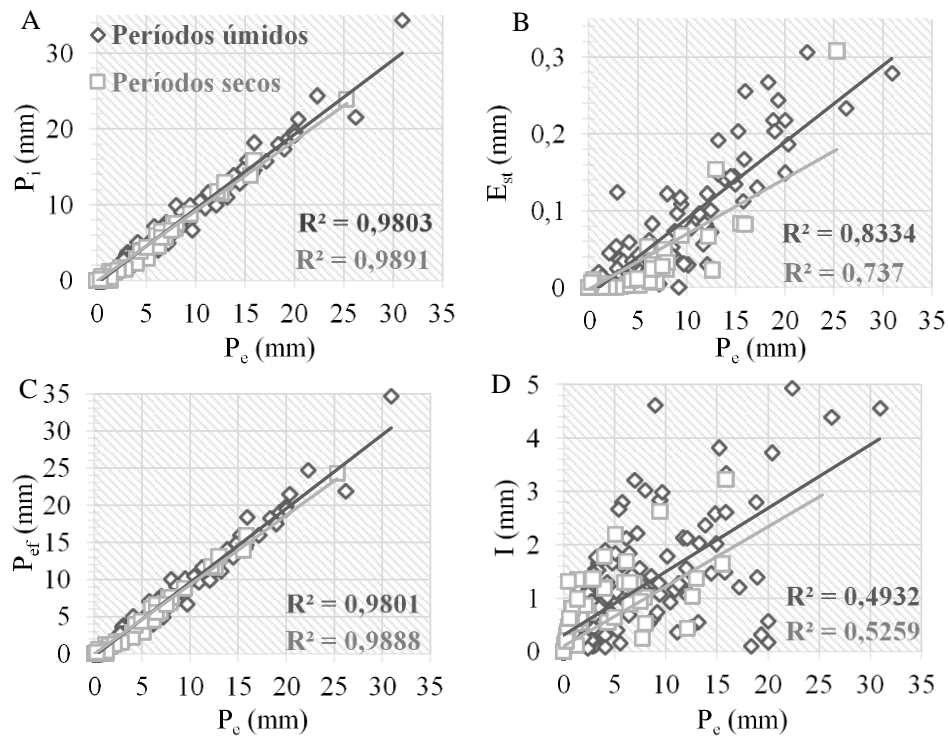


Figura 13 Relações entre as médias sazonais da precipitação externa (P_e) com a precipitação interna (P_i), precipitação efetiva (P_{ef}), escoamento pelos troncos (E_{st}) e interceptação (I), entre 01/10/2012 a 31/03/2015

Com relação ao percentual escoado pelos troncos para os diferentes períodos de análise (Figura 13B), houve uma maior correlação para os períodos úmidos, acompanhando os resultados obtidos para Mata Atlântica por Arcova, Cicco e Rocha (2003), porém, discordando dos resultados para Floresta Amazônica obtidos por Oliveira et al. (2011).

Nos períodos úmidos estudados, a ocorrência de um número maior de precipitações e suas maiores intensidades favorecem o escoamento pelos troncos uma vez que o dossel se mantém úmido entre dois eventos. Uma menor correlação foi encontrada para os períodos secos, o que pode ser explicado pelas precipitações que são de menor intensidade, neste período e que ocorrem de forma mais esporádica, favorecendo a interceptação pelo dossel.

A precipitação efetiva é formada pelo somatório da precipitação interna e escoamento pelos troncos, tendo grande participação da precipitação interna em sua formação. Desta forma, os resultados foram próximos dos encontrados para a precipitação interna, não apresentando diferença na correlação desta variável entre as épocas dos anos hidrológicos avaliados conforme Figura 13C.

Na Figura 13D está apresentado coeficiente de determinação entre a interceptação e precipitação externa, podendo-se verificar que o comportamento foi semelhante ao das demais variáveis, com coeficiente de 0,49 no período úmido e 0,53 para o período seco. Este resultado é diferente do que foi encontrado em outros ambientes florestais, a exemplo da Mata Atlântica e Floresta Amazônica. Nestes ecossistemas, os coeficientes encontrados foram de 0,81 para o período seco e 0,58 para o período úmido em Mata Atlântica (ARCOVA; CICCO; ROCHA, 2003). Para a Floresta Amazônica foram de 0,92 para o período seco e de apenas 0,29 para o período úmido (OLIVEIRA et al., 2011), evidenciando que, para os dois ambientes

florestais mencionados, a interceptação correlaciona-se melhor com a precipitação externa no período seco.

Estes resultados reforçam a tese de que o local de obtenção da precipitação externa na FESM apresenta influência na correlação desta variável com a interceptação, uma vez que a interceptação foi determinada de forma indireta pela diferença entre a precipitação externa e a precipitação efetiva. Outro ponto que merece destaque está associado à estabilidade temporal do IAF na FESM. Observa-se que a cobertura do dossel exerce influência decisiva no processo de interceptação, desta forma, o percentual de cobertura do dossel, determinado com base na espacialização de sua fração de cobertura (c), para os períodos secos, foi de 75%, enquanto para os períodos úmidos foi ligeiramente superior, com 77,3%. Esta ligeira superioridade do percentual de cobertura do dossel (2,3%) explica a pequena diferença entre as correlações da interceptação com a precipitação externa apresentada pela Figura 13D.

3.3 Estimativa de A_d , A_t e P_{ie}

3.3.1 Capacidade de armazenamento do dossel florestal da FESM

Estima-se que precipitações inferiores a 1,56 mm são totalmente interceptadas pela cobertura vegetal e devolvidas à atmosfera por evaporação, este valor foi obtido por meio da equação $P_i = 1,0223*(P_e) - 1,5902$. Resultado semelhante foi obtido por Tonello et al. (2014), que estimaram uma capacidade de armazenamento para uma floresta estacional semidecídua de 1,57 mm, enquanto Ávila et al. (2014) obtiveram 1,58 mm para floresta ombrófila da Serra da Mantiqueira e Oliveira et al. (2008b) encontraram 1,60 mm para Floresta Amazônica. Outros resultados foram obtidos por Lima e Leopoldo

(2000), que estimaram em 1,40 mm para mata ciliar; Vieira e Palmier (2006) obtiveram 2,0 mm para floresta semidecidual, com fragmentos de cerrado e Oliveira Júnior e Dias (2005) estimaram em 1,30 mm para uma formação florestal estacional semidecidual tropical, em parte caducifólia, situada no município de Viçosa, MG.

Para identificação de um valor representativo da capacidade máxima de armazenamento com base na observação da interceptação pelo dossel da FESM, as observações referentes às médias diárias de interceptação dos 32 pontos de observação foram plotadas como função da precipitação externa. A interceptação foi classificada de forma decrescente, conforme apresentado na Figura 14, sendo considerada a capacidade máxima de armazenamento o maior valor de precipitação externa que apresentou 100% de interceptação pelo dossel florestal.

No total, registraram -se 270 dias em que ocorreu precipitação externa e, em 50 ocasiões, não houve precipitação interna em nenhum dos 32 pluviômetros internos, ou seja, toda precipitação externa foi interceptada. Estes 50 eventos podem ser observados pelo início (reta) da linha tracejada na Figura 14. Destes eventos, o maior valor identificado para a precipitação externa foi de 2,2 mm e foi registrado em duas oportunidades, 01/04/2013 e 26/07/2013. Este valor corresponde ao encontro da linha correspondente à precipitação externa com o eixo correspondente à interceptação. Esta foi, portanto, a capacidade máxima de armazenamento do dossel registrada nos meses de monitoramento, com base na observação dos eventos. Comparativamente, este valor é superior ao que foi estimado (1,56 mm), o que demonstra que, para a modelagem da interceptação, deve ser necessário inserir aos modelos gerados por regressões lineares outras variáveis intrínsecas à formação florestal, como, por exemplo, a fração de cobertura do dossel.

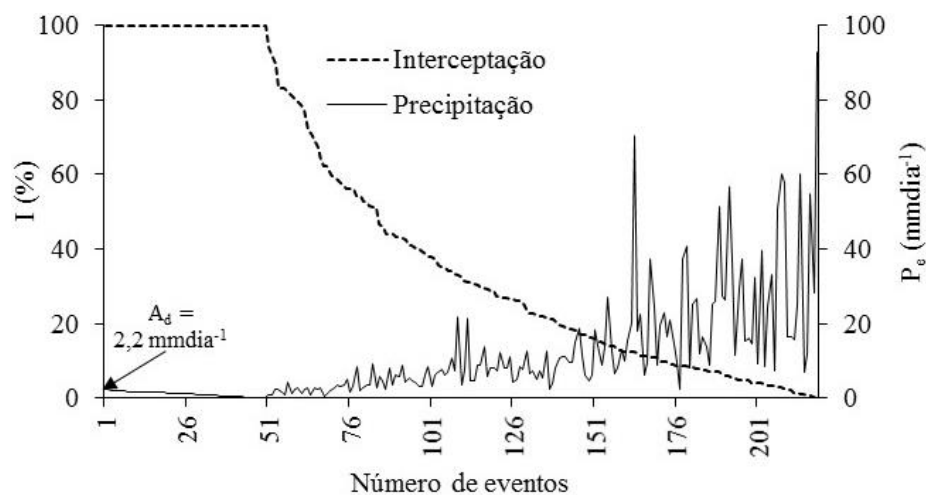


Figura 14 Capacidade de armazenamento do dossel (A_d) com base na Interceptação (%) e precipitação externa (mm dia^{-1}), dos 270 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015

Valores similares foram estimados para diferentes coberturas vegetais, destacando-se o trabalho de Buttle e Farnsworth (2012), os quais estimaram em $2,22 \text{ mm dia}^{-1}$ o armazenamento máximo do dossel de uma floresta de pinus no Canadá e Sadeghi et al. (2015), que estimaram uma capacidade máxima de armazenamento de $2,1 \text{ mmdia}^{-1}$ para floresta de pinus em região semiárida no norte do Irã. As datas de determinação da capacidade máxima de armazenamento, obtidas neste estudo, estão em consonância com o que foi identificado em termos de percentual de interceptação nestas épocas do ano, em que se identificou um percentual de interceptação superior nas épocas de estiagem na FESM (Tabela 5). Este resultado contraria os obtidos, para ambientes associados à Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, onde Ávila et al. (2014) estimaram capacidade de armazenamento de $1,35 \text{ mm}$, no período chuvoso e $0,77 \text{ mm}$ no período seco, atribuindo esta diferença aos processos ecofisiológicos das plantas. Contudo, no citado trabalho, a capacidade máxima

de armazenamento do dossel foi estimada com base na metodologia indireta (regressão) e não com base em observação.

3.3.2 Capacidade de armazenamento dos troncos

Estima-se que precipitações inferiores a 2,31 mm são totalmente interceptadas pela formação florestal e devolvidas à atmosfera por evaporação, uma vez que o armazenamento do dossel foi estimado em 1,56 mm, enquanto o armazenamento dos troncos (A_t) foi estimado em 0,75 mm por meio da equação $E_{st} = 0,0097*(P_e) - 0,0073$. O resultado obtido neste trabalho, para este tipo de ecossistema florestal, é sensivelmente superior ao encontrado para Floresta Amazônica por Cuartas et al. (2007), que obtiveram resultado de apenas 0,062 mm.

De acordo com Hildebrant, Bawain e Friesen (2012), os fatores relativos à espécie vegetal como a rugosidade do tronco, características morfológicas da espécie, idade do povoamento e diâmetro do tronco influenciam diretamente o escoamento de água pelo tronco e sua capacidade de armazenamento. Dentro deste contexto, é de se esperar grande variabilidade espacial desta variável em ambientes como a FESM. Dados obtidos por Lorenzon, Dias e Tonello (2015), para o mesmo tipo de formação florestal, apontam para um armazenamento da floresta de 4,7mm ($A_d + A_t$), reforçando o que foi descrito por Hildebrant, Bawain e Friesen (2012). Diante deste contexto, está apresentada na Figura 15 a relação do A_t estimado com o IAF, DAP, área da copa e Ht, onde a linha tracejada representa A_t para cada exemplar monitorado.

Pode-se observar que as variáveis monitoradas não foram capazes de expressar o armazenamento do tronco de forma quantitativa, uma vez que não existe uma tendência aparente que possa endossar qualquer cenário. Neste

caso, a rugosidade dos troncos merece uma abordagem especial, o que não foi realizado neste trabalho.

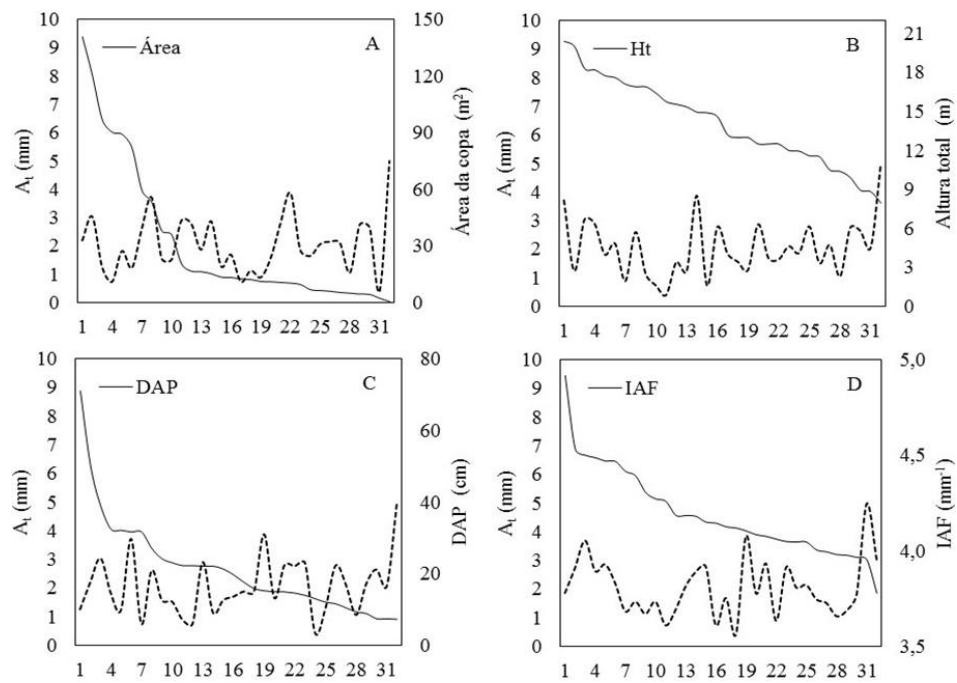


Figura 15 Relação entre o armazenamento do tronco (A_t) estimado com a Área da copa em m^2 (A), Ht em m (B), DAP em cm (C) e IAF em mm^{-2} (D) para as 32 árvores monitoradas na FESM

A capacidade de armazenamento pelos troncos, também, foi medida de forma direta em todos os pontos de monitoramento, sendo considerado o maior valor da precipitação externa que superou a capacidade observada de armazenamento do dossel e não apresentasse escoamento no tronco. Neste caso, os dados de precipitação externa e da média do escoamento pelo tronco dos 32 indivíduos monitorados foram plotados de forma decrescente, conforme Figura 16. Ao todo, registraram -se 188 eventos de P_e que proporcionaram E_{st} . Percebe-se que a maior precipitação externa que não ocasionou escoamento pelos troncos foi de 3,6 mm, o que corresponde a um A_t de 1,40 mm

(descontando A_d que foi de 2,2 mm), resultado superior ao que foi estimado pela regressão linear.

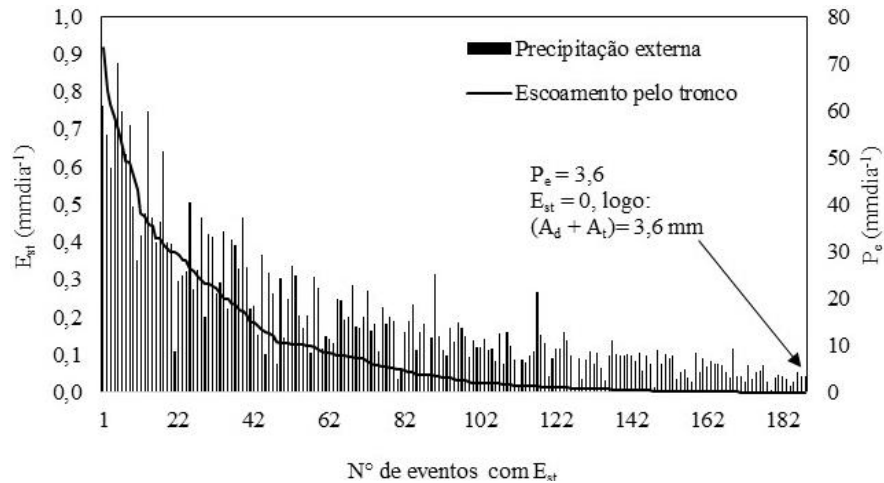


Figura 16 Capacidade de armazenamento dos troncos com base no Escoamento pelo tronco (mm) e precipitação externa (mm dia⁻¹) dos 188 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015

3.3.3 Precipitação interna excedente

Observa-se, na Figura 17, que foram identificados 220 dias chuvosos em que a precipitação externa ocasionou precipitação interna em pelo menos um dos pluviômetros internos. Tais eventos são representados pelas regiões 2 e 3 da Figura 17, onde se pode observar uma queda gradativa e acentuada do percentual interceptado (Região 2) contrastando com um acréscimo gradativo da intensidade de precipitação externa até o ponto em que a interceptação se torna nula. A partir deste ponto, as médias da precipitação interna foram iguais ou, em alguns casos, superiores à precipitação externa. Este comportamento é um indício de que quanto maior a intensidade de precipitação externa, menor será o percentual interceptado, entretanto, foi observado um total de 12 eventos em que a precipitação externa foi menor que a capacidade de armazenamento,

contudo, não foi interceptada. Nestes casos específicos, todas as ocasiões foram observadas em dias subsequentes a outros dias chuvosos, em que o dossel já se encontrava úmido ou próximo da saturação.

Também pode-se observar uma grande amplitude de variação da precipitação externa diária, sendo de 0,2 a 70 mm dia⁻¹ (Região 2). Esta grande variabilidade deve-se às características do clima da região que proporcionou uma precipitação média 10,4 mm dia⁻¹ enquanto a interceptação média do dossel foi de 45%.

Ainda foram identificadas 40 ocasiões em que não houve interceptação, ou seja, toda a precipitação externa se transferiu para o piso florestal (transprecipitação). Esta região da Figura 17 é identificada como Região 3 e é marcada pela influência da intensidade da precipitação e umidade antecedente do dossel, no processo de interceptação, uma vez que apresentou apenas dois eventos de precipitação inferiores à capacidade máxima de armazenamento do dossel que não foram interceptados. Estes eventos foram de 0,6 e 1,0 mm e ocorreram em 01/11/2012 e 05/09/2013. Nestas ocasiões, o dossel havia recebido uma expressiva lâmina de precipitação nos dias antecedentes, 50,5 e 45 mm, respectivamente, o que propiciou a saturação do dossel até a precipitação subsequente, não a interceptando.

A Região 3 da Figura 17 é marcada pela maior intensidade de precipitação externa identificada sob o dossel da FESM, além da grande amplitude dos dados, com precipitação variando de 0,6 a 93 mm dia⁻¹, com valor médio de 21,3 mm dia⁻¹, o qual é duas vezes superior ao observado na Região 2, evidenciando que o volume precipitado, também, exerce influência no processo de interceptação.

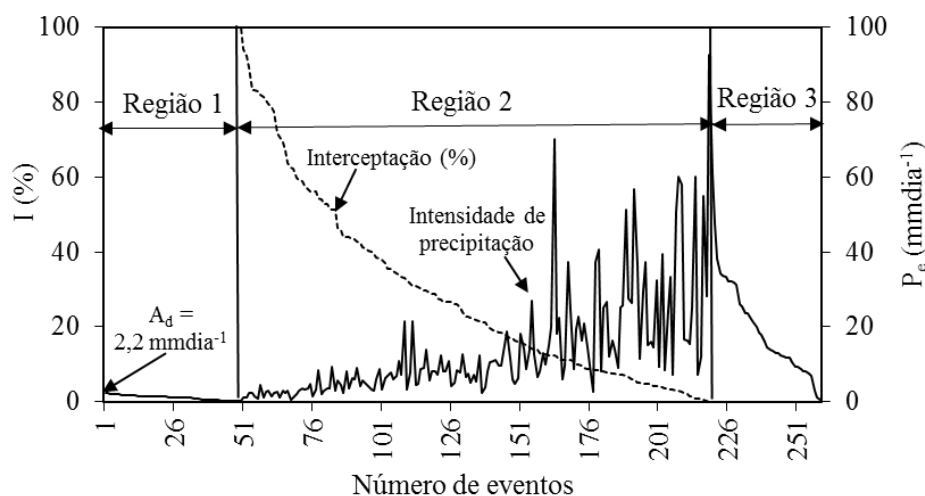


Figura 17 Intercepção (%) decrescente com sua respectiva precipitação externa (mm dia^{-1}), dos 270 eventos monitorados na FESM de setembro de 2012 a março de 2015

A precipitação interna excedente é um fenômeno recorrente nos mais diferentes ecossistemas florestais. Embora já tenha sido identificada por diversos pesquisadores em diferentes ambientes, sua compreensão e relação com a capacidade de armazenamento do dossel ainda carece de investigações. Na Figura 18, são apresentados os valores da precipitação interna excedente encontrados na FESM plotados de forma decrescente com as respectivas precipitações externas que as ocasionaram.

Pode-se observar que a precipitação efetiva superou o volume diário da precipitação externa em 170 dos 270 eventos registrados em pelo menos um dos 32 pluviômetros internos instalados no interior da FESM, ou seja, em 65% dos eventos monitorados houve precipitação interna excedente. Gasparoto et al. (2014) registraram que em apenas 9% dos eventos monitorados ocasionaram precipitação interna excedente em floresta estacional semidecídua no município de Iperó-SP. Cabe ressaltar que estes pesquisadores avaliaram apenas 25 eventos de precipitação concentrados no período chuvoso,

e estes resultados demonstram que o clima regional pode influenciar no processo de formação da precipitação interna excedente por meio das características da precipitação externa.

Portanto, o percentual de precipitação interna excedente, encontrado neste trabalho, justifica-se pelas características do dossel de uma floresta semidecidual montana, com entrelaçamento entre galhos e cipós das várias espécies que formam o dossel, contribuindo para a formação de fluxos preferenciais, originando locais que facilitam a concentração do gotejamento. Do ponto de vista meteorológico, é importante destacar a intensidade e o volume precipitados, e a direção de entrada da chuva, que é afetada pela intensidade do vento (Figura 19).

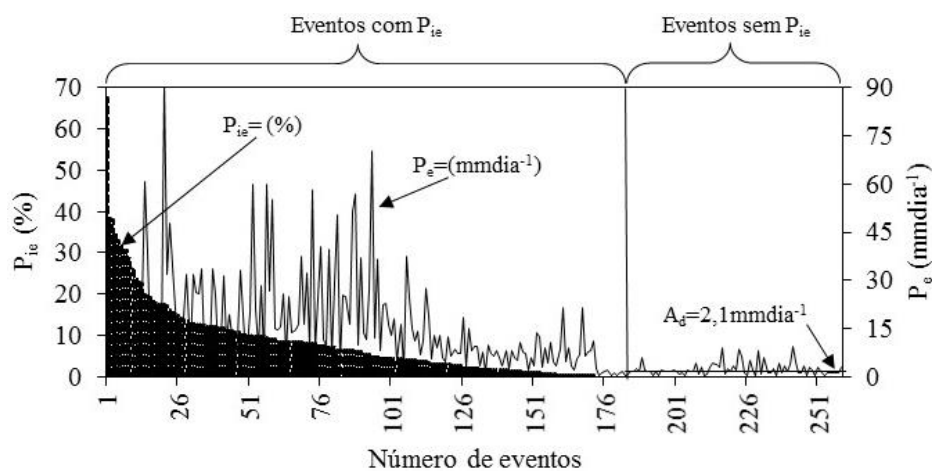


Figura 18 Valores diários médios da precipitação interna excedente decrescente com sua respectiva precipitação externa no período de setembro de 2012 a março de 2015

Analisando a Figura 18, percebe-se que a precipitação interna excedente é um fenômeno que depende em grande parte do volume precipitado diariamente, de tal forma que à medida que se diminui a precipitação externa ocorre, também, redução na precipitação interna excedente. A Figura 18 demonstra, ainda, que em 90 casos avaliados não foram registradas

precipitações internas excedentes em nenhum dos pontos de monitoramento. Nestes casos, a precipitação interna sempre foi menor ou, no máximo, igualou-se à precipitação externa.

Esta é uma informação bastante relevante do ponto de vista da identificação da capacidade de armazenamento do dossel, visto que estes eventos podem ser utilizados de forma indireta como uma nova abordagem na estimativa desta variável. Assim, o valor da precipitação externa média nos 90 eventos que não produziram precipitação interna excedente pode representar, indiretamente, a capacidade máxima de armazenamento de água pelo dossel. Tal valor foi de $2,1 \text{ mm dia}^{-1}$, muito próximo da capacidade de armazenamento medida no dossel que foi de $2,2 \text{ mm dia}^{-1}$.

A Figura 19 apresenta os valores mensais de precipitação interna excedente para o ano hidrológico 13/14, associados à velocidade média e máxima (ms^{-1}) dos ventos, além de sua direção predominante, monitoradas na TOM (as leituras dos dados de velocidade e direção foram realizadas a cada minuto, sendo registradas na TOM as médias horárias e os resultados apresentados representam a média mensal). Pela análise desta figura, percebe-se que os maiores percentuais de precipitação interna excedente foram registrados nos meses chuvosos (Out., Nov., Dez. e Jan.) e o mês de janeiro de 2014 foi o que apresentou a maior média mensal dos 32 pontos de monitoramento para a P_{ie} no período investigado, com 12,2%. Também foram nestes meses que se concentrou a maioria dos dias chuvosos ao ano hidrológico 13/14.

Na análise da precipitação interna excedente em relação à direção predominante do vento (direção de entrada da chuva) e sua velocidade média monitorados na TOM para o ano hidrológico 13/14 (Figura, 19), pôde-se verificar que a direção predominante dos ventos na FESM foi sul sudeste (SSE, em 9 meses do ano avaliado), seguida da direção sudeste (SE, com 2 meses),

com menor predominância para norte noroeste (NNW, em apenas um mês). Pode-se observar que os meses em que se registram os maiores percentuais de P_{ie} estão associados a ventos SSE e NNW, com predominância para os ventos SSE, sobretudo àqueles com velocidades médias máximas acima de 4 m s^{-1} , como pode ser visto nos meses de outubro e novembro de 2013.

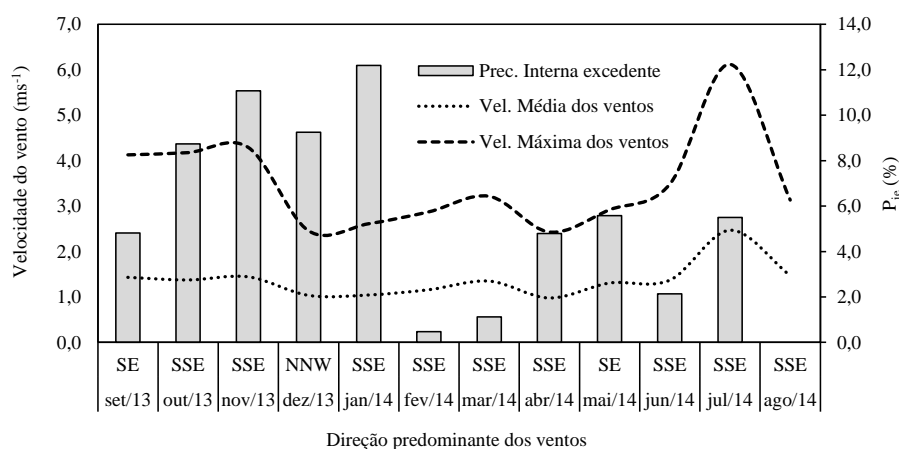


Figura 19 Velocidade média e máxima (ms^{-1}) dos ventos, direção predominante e P_{ie} (%) para a FESM no ano hidrológico 13/14

Entretanto, deve-se destacar o mês de dezembro de 2013, que apresentou ventos de intensidade relativamente baixa (média e máxima), em relação aos demais meses do período analisado, apresentou alta produção de P_{ie} na FESM. Destaca-se, ainda, que neste mês foi registrado o maior valor diário para a P_{ie} , ocorrido no dia 12 de dezembro de 2013, em que a precipitação interna média foi 68% maior que a precipitação externa registrada na TOM. Portanto, é um indício de que este evento específico sofreu maior influência da direção predominante do vento e não de sua intensidade. Resultado semelhante foi encontrado por Tonello et al. (2014), que registraram um evento em que a precipitação interna excedente atingiu 75,6% acima da precipitação externa para uma FESM localizada em Iperó-SP. Contudo, os pesquisadores relataram

que a precipitação interna excedente está associada apenas à cobertura foliar da formação florestal e quanto mais denso for o dossel, maior será a precipitação interna excedente. No caso do presente estudo, fica evidente que, além das características do dossel relatadas por Tonello et al. (2014), a direção do vento exerce forte influência na produção de P_{ie} . Para elucidar melhor a possível influência da direção do vento descrito anteriormente, na Figura 20^a, está apresentado o mapa de P_{ie} , para o evento do dia 21/12/13 (as setas indicam a direção predominante do vento), obtido por krigagem, enquanto na Figura 20B está apresentada a direção predominante do vento durante o referido dia.

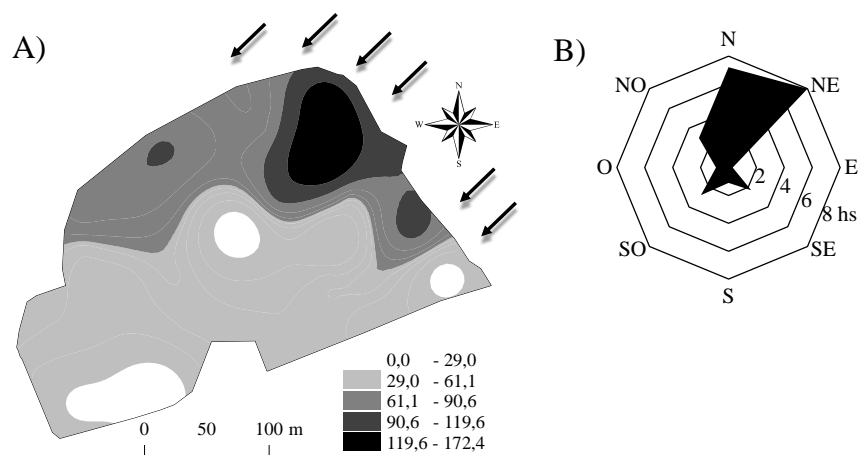


Figura 20 Variação espacial da P_{ie} (%) (A) e direção do vento (B) para o dia 21/12/2013 na FESM

Pela análise da Figura 20 (A e B), fica evidente a influência da direção do vento na produção da precipitação interna excedente deste evento específico, onde os maiores valores de P_{ie} (acima de 61%) estão localizados na borda da FESM que se encontra em contato direto com os ventos de direção N e NE; nota-se que, para este evento, foram registrados valores de P_{ie} de até 172% superior a P_e registrada na TOM. Para a região da FESM oposta à direção

predominante dos ventos, percebem-se baixos valores de P_{ie} ou mesmo a inexistência deste fenômeno.

Os meses que apresentaram os maiores volumes de precipitação interna excedente foram os meses de janeiro de 2013 e janeiro de 2014, com 34 e 25 mm, respectivamente, acompanhando os valores de precipitação externa, 448 e 199 mm nos referidos meses, respectivamente.

A Tabela 7 apresenta a média determinada, com base nos 32 pontos de monitoramento da precipitação interna excedente e do índice de área foliar, além da precipitação externa e o número de eventos de chuvas separados em períodos hidrológicamente semelhantes. Pode-se verificar que, entre os anos hidrológicos estudados, praticamente, não há variação da precipitação interna excedente (5,0% no ano hidrológico 12/13 e 4,7% para o ano 13/14), acompanhando os resultados da precipitação externa e número de eventos de chuva. Entretanto, quando se avaliam os resultados em períodos hidrológicos característicos, pode-se observar um aumento da precipitação interna excedente, nos períodos chuvosos, com valores variando de 6,7% para o período úmido do ano hidrológico 12/13^U a 2,9% para o período seco de 14^S. Desta forma, pode-se perceber que a precipitação interna excedente é uma variável dependente do volume de precipitação externa e da quantidade de eventos de chuva, tendo uma relação direta de proporcionalidade entre elas.

O IAF espacial apresenta-se com pouca variação entre os anos e períodos de análise, mantendo-se estável, ao longo do tempo, apresentando seu valor mais baixo no período de estiagem do ano de 2013. Os resultados demonstram que este índice pode ser associado à precipitação interna excedente, de maneira que quanto maior IAF, maior será a precipitação interna excedente, uma vez que este evento depende da interação entre folhas, galhos e cipós no dossel e do comportamento da precipitação, concordando com Tonello et al. (2014). A pequena diminuição do IAF, nos períodos secos, refere-se ao ritmo

estacional deste tipo de formação florestal que apresenta, nos estágios primário e secundário de 20 a 50% de árvores caducifólias na estação seca (VELOSO; RANGEL FILHO; LIMA, 1991), determinando a diminuição do índice de cobertura do dossel.

Tabela 7 Média aritmética da precipitação interna excedente e índice de área foliar, precipitação externa e número de eventos com P_{ie} no período de setembro de 2012 a março de 2015 na FESM

Ano hidrológico	P_{ie} (%)	IAF (m^2m^{-2})	P_e (mm)	Nº de eventos
2012/2013	5,0	4,0	1227	105
2013/2014	4,7	4,4	933	81
Período hidrológico	P_{ie} (%)	IAF (m^2m^{-2})	P_e (mm)	Dias com chuva
2012/2013 ^U	6,7	4,4	1012	76
2013 ^S	3,4	3,6	215	29
2013/2014 ^U	6,5	4,4	715	56
2014 ^S	2,9	4,3	219	25
Ano hidrológico	P_{ie} (%)	IAF (m^2m^{-2})	P_e (mm)	Dias com chuva
Período úmido médio	6,6	4,4	892	66
Período seco médio	3,1	4,0	217	27

^SPeríodo seco do referido ano, ^UPeríodo úmido dos referidos anos

Quando se avaliam os coletores de precipitação de forma individualizada, observa-se que, independentemente de sua localização geográfica no interior da FESM, todos apresentaram precipitação interna excedente em pelo menos um evento. Os percentuais de precipitação interna excedente mensal apresentaram baixa amplitude, variando de 1,0% a 12,2%. Entretanto, na verificação dos eventos isolados de precipitação externa, observa-se um panorama diferente do que a análise feita em períodos agregados. Em períodos diários, a precipitação interna excedente apresenta valores mais elevados, sendo vários destes pontuais, superando a precipitação externa em mais de 100%.

Percebe-se que existe alta variabilidade da precipitação interna excedente, nos diferentes pontos de coleta, com amplitude chegando até 647% para um evento observado no dia 15/12/2012, sendo o maior percentual de precipitação interna excedente registrado para apenas um evento de chuva para este tipo de formação florestal. Outros 55 valores que foram registrados em diferentes pontos de monitoramento superaram em 100% a precipitação externa, todos nos períodos úmidos, o que caracteriza a grande variabilidade espacial desta variável e a grande influência dos totais precipitados externamente.

3.4 Modelagem das variáveis hidrometeorológicas em ambiente florestal

De maneira geral, pela análise da Figura 13 (A, B, C e D), pode-se perceber que, independentemente da época do ano, as variáveis hidrometeorológicas na FESM apresentaram correlações semelhantes entre os períodos dos anos hidrológicos estudados, o que demonstra que, para a modelagem da interceptação, pode não ser necessária a realização de análises separadas por épocas específicas do ano.

3.4.1 Regressões lineares das variáveis observadas

Na Figura 21 estão apresentadas as relações entre os dados diários de precipitação externa obtidos na TOM com as médias diárias obtidas dos 32 pontos de monitoramento da precipitação interna (21A), escoamento pelo tronco (21B), precipitação efetiva (21C) e interceptação (21D), medidos diariamente na FESM entre 01/10/2012 e 31/03/2015.

Os coeficientes de ajuste que estão apresentados na Tabela 8 demonstram similaridade com os apresentados anteriormente no item 3.2, figura

13, com destaque para o escoamento pelos troncos que, quando avaliado de forma integrada, apresenta melhor ajuste do que na avaliação sazonal ($R^2 = 0,83$). Este resultado é superior ao encontrado por Lorenzon, Dias e Tonello (2015), que estudaram o escoamento pelo tronco de indivíduos arbóreos em fragmento de floresta estacional semidecidual, em Viçosa, MG. Há fortes correlações entre as precipitações interna, precipitação efetiva e escoamento pelos troncos, o que indica ser possível estimar com bom grau de confiabilidade seus valores a partir da precipitação externa.

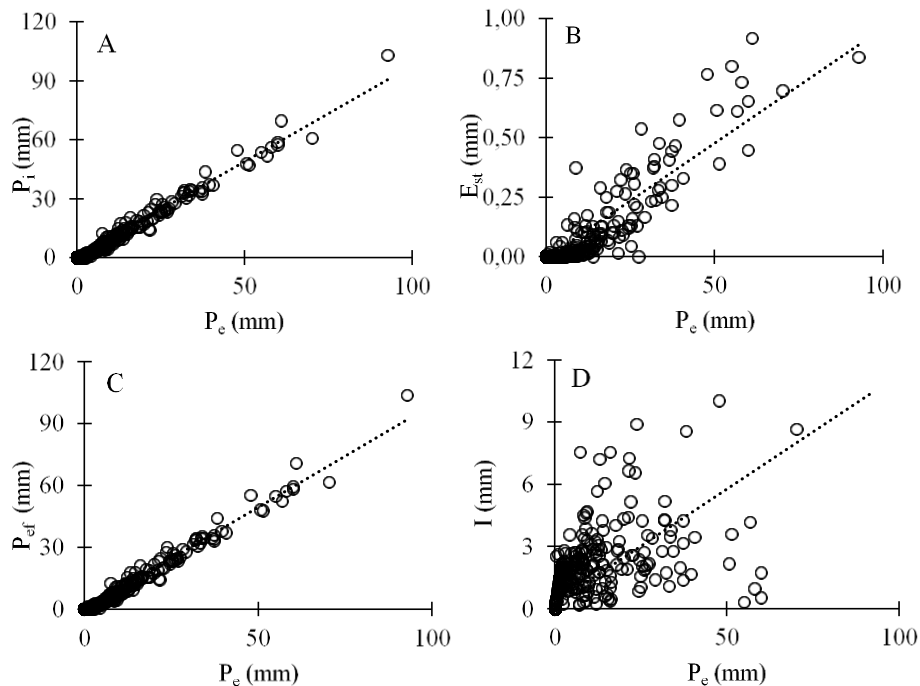


Figura 21 Relações entre a precipitação externa (P_e) observada na TOM com a precipitação interna (P_i), precipitação efetiva (P_{ef}), escoamento pelos troncos (E_{st}) e interceptação I , entre 01/10/2012 a 31/03/2015

Sobre a precipitação interna, pode-se inferir que, aproximadamente, 98% de sua ocorrência podem ser explicadas com base na precipitação externa

medida acima do dossel. Isso mostra como a precipitação interna é altamente dependente do regime pluviométrico local como é descrito pelo modelo de regressão linear apresentado na Tabela 8. Em virtude da simplicidade, o método de regressão ou o método de Leyton (VIEIRA; PALMIER, 2006) tem tido grande aceitação na modelagem da interceptação, sobretudo para a geração de parâmetros de entrada que são utilizados em outros modelos conceitualmente fundamentados.

Quanto à interceptação, a correlação apresenta-se apenas como moderada, com R^2 de 0,52, entretanto, este é um valor superior ao encontrado em outras pesquisas, como no trabalho de Sadeghi et al. (2014) que estudaram a interceptação em 10 árvores isoladas de cipreste e pinus no parque florestal de Chitgar no norte do Iran e obtiveram R^2 variando de 0,18 a 0,47, para o ajuste com modelos logaritmizados em árvores de pinus e de 0,04 a 0,54 para árvores de cipreste com o mesmo modelo. Já, no trabalho de Tonello et al. (2014), que estudaram as diferenças na partição de chuva entre os três povoamentos florestais situados na Flona Ipanema, em Iperó-SP, sendo Pinus (12 anos de idade), Eucalipto (15 anos de idade) e Floresta Estacional Semidecidual secundária (estimativa de 35 anos de idade), os valores encontrados foram de 0,19, 0,52 e 0,44, respectivamente.

Tabela 8 Modelos matemáticos obtidos pelo método de Leyton entre (P_e), (P_i), (E_{st}) a (P_{ef}), realizadas com todas as 270 coletas diárias realizadas entre 01/09/2012 e 31/03/2015

Variáveis hidrológicas	Modelos de regressão	R^2
Precipitação interna	$P_i = 1,0223*(P_e) - 1,5902$	0,98
Escoamento pelos troncos	$E_{st} = 0,0097*(P_e) - 0,0073$	0,83
Precipitação efetiva	$P_{ef} = 1,0046*(P_e) - 1,096$	0,98
Interceptação	$I = 0,1104*(P_e) + 0,2449$	0,52

Para verificar a precisão dos modelos de regressão ajustados, os mesmos foram testados sobre a mesma série de dados que os geraram,

entretanto, para uma melhor análise da precisão destes modelos, foram extraídos 20% da série original de dados. Para tanto, as precipitações foram separadas em cinco classes, de acordo com a sugestão de Sadeghi et al. (2015), sendo: muito baixa (0,1 a 2,5 mm), baixa (2,6 a 5,0 mm), média (5,1 a 7,5 mm), alta (7,5 a 10 mm) e muito alta (> 10 mm) e a exclusão dos dados foi realizada de forma aleatória obedecendo ao percentual de cada classe. Esta etapa é necessária uma vez que os modelos de regressão devem fornecer parâmetros de entrada consistentes para os modelos físicos de modelagem da interceptação.

A nova série de dados contou com um total de 211 eventos de precipitação. No período de estudo, a maioria dos eventos de chuva foi > 10mm (aproximadamente 37%), 28% foram < 2,5mm, 14% estiveram no intervalo de 2,6 – 5mm, 11% de 5,1 a 7,5mm e os mesmos 11% de 7,6 a 10mm (Figura, 22A).

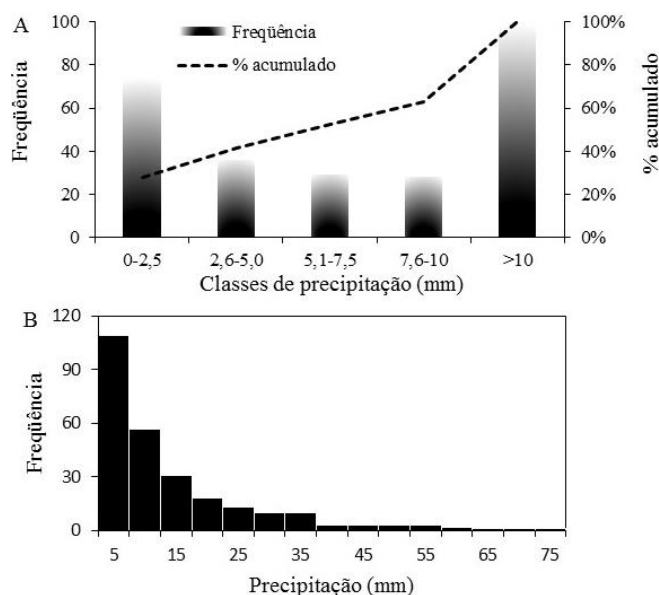


Figura 22 Classes de precipitações externas registradas na FESM durante o período de monitoramento

As aplicações dos modelos de regressão ajustados resultaram em estimativas com boa precisão para todas as variáveis hidrometeorológicas, conforme é possível observar na Figura 23. As precipitações efetiva e interna aparecem de forma destacada em relação às demais variáveis, com maior proeminência para a precipitação interna. Pode-se observar que, praticamente, não existe diferença entre os valores observados e estimados, sendo de apenas 9 mm num total de 2181 mm observados, durante os 211 eventos selecionados, o que representa uma subestimativa de apenas 0,4% de acordo com MAPE apresentado pela Tabela 9.

O segundo melhor ajuste obtido foi para a precipitação efetiva, com um erro percentual de 1,6%, superestimando esta variável em 35 mm num total de 2198 mm observados. A precipitação efetiva é mais susceptível às variações sazonais do clima e, também, às características morfológicas das espécies presentes na mata, uma vez que depende do percentual escoado pelos troncos. De acordo com Veloso, Rangel Filho e Lima (1991), entre 20 e 50% das espécies existentes neste tipo de ecossistema florestal são caducifólias e interferem diretamente na distribuição espacial do escoamento pelos troncos e, conseqüentemente, na precipitação efetiva. Outro fator de interferência é a formação de fluxos preferenciais no dossel, que foram identificados neste trabalho e cuja ocorrência dificulta o processo de modelagem.

O escoamento pelo tronco foi superestimado em 0,5 mm, entretanto, como o total observado foi de 17,5 mm, este representa 3,0% de diferença entre observado e estimado. Quando se leva em consideração toda a abundância de espécies encontradas na FESM, com diversidade na altura e idade das árvores, diferentes rugosidades dos troncos, densidade e estratificação das copas, filotaxia e tipo de folha, tamanho e forma do limbo, diferenças no DAP, bem como as características da precipitação externa (intensidade, duração,

frequência e ângulo de incidência), pode-se considerar como aceitável um erro desta magnitude. Para Nívar e Bryan (1990), variações no escoamento pelo tronco podem ser explicadas pela posição e ângulo dos ramos, sugerindo que árvores que apresentam galhos direcionados para cima produzem mais escoamento pelo tronco que árvores com galhos direcionados para baixo ou na horizontal.

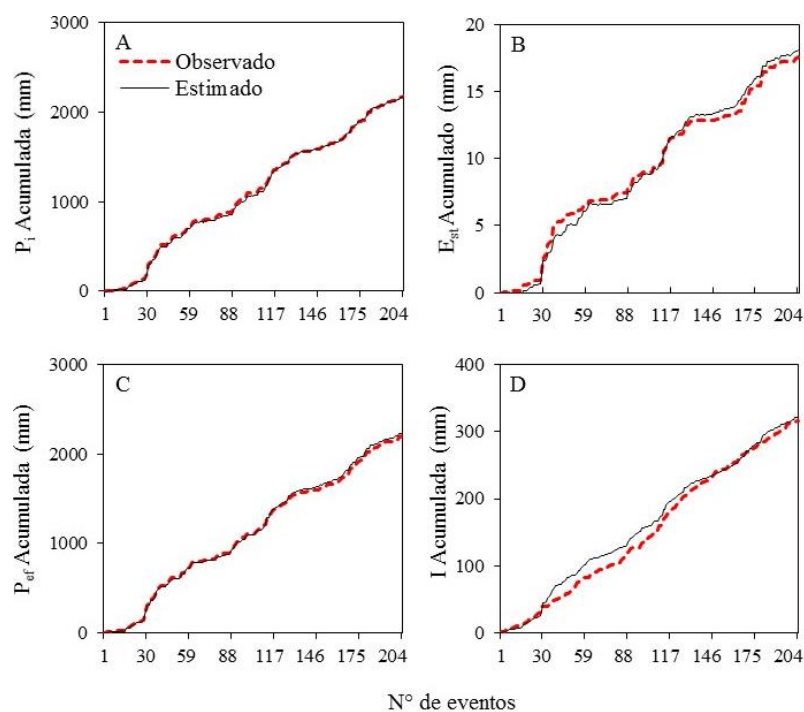


Figura 23 Gráficos de ajuste das variáveis hidrometeorológicas gerados pelas equações lineares

No que diz respeito à intercepção, que é apresentada na Figura 23D, pode-se observar que, ao longo dos eventos considerados, houve uma descontinuidade visível dos valores ajustados aos observados, com um distanciamento considerável destes valores a partir do evento 30. Este período coincide com os dias 10 e 11/03/2013 onde foram registrados 163 mm de precipitação externa nesses dois dias (53% do total precipitado no mês de

março de 2013), contribuindo, de forma significativa, para o desvio apresentado, sendo um indício de que este modelo pode superestimar a interceptação para eventos desta magnitude. Todavia, na totalidade de suas estimativas, o modelo superestimou o total observado em apenas 6 mm, representando um erro percentual de somente 2,0% (Tabela 9), apresentando-se como um bom ajuste.

Diante destas constatações e por meio das estatísticas apresentadas na Tabela 9, pode-se perceber que os ajustes apresentam bons resultados quando comparados com resultados obtidos com outros modelos mais robustos. Desta forma, é possível se utilizar os modelos ajustados pelas regressões lineares com um bom grau de confiabilidade, bem como gerar parâmetros de calibração confiáveis para a modelagem da interceptação com modelos físicos que dependem destes ajustes iniciais, como é o caso dos modelos reformulados de Gash e Liu que foram utilizados neste trabalho.

Tabela 9 Estatísticas de precisão geradas pelas equações ajustadas

	ΣO_i	ΣE_i	MAE (mm)	RMSE (mm)	MBE (mm)	FB*	NMPE (%)	MAPE (%)	IA*	EF*
P _i	2181	2172	0,052	0,673	-0,052	0,004	0,038	0,4	0,998	0,999
E _{st}	17,5	18,1	0,004	0,043	0,004	-0,031	0,082	3,0	0,985	0,999
P _{ef}	2198	2233	0,207	2,679	0,207	-0,016	0,003	1,6	0,992	0,999
I _{RL}	316	322	0,030	0,442	0,030	-0,020	0,138	2,0	0,990	0,999

*Adimensional

3.4.2 Ajuste dos modelos de Gash e Liu para estimativa da interceptação da precipitação na FESM

Na Tabela 10 estão apresentados os parâmetros de entrada de cada um dos modelos ajustados para a estimativa da interceptação na FESM. A capacidade de armazenamento no dossel (A_d) foi obtida de eventos considerados isolados por no mínimo 24 horas de intervalo entre eles e com

precipitação externa variando de 2,0 a 20 mm (CUARTAS et al., 2007). Realizou-se uma regressão linear entre a precipitação externa e a precipitação interna média dos 32 pontos de monitoramento, obtendo-se a equação $P_i = 1,0223*(P_e) - 1,5902$. Para P_i igual a zero resulta em um valor de 1,56 mm de P_e , sendo este o valor de A_d . A capacidade de armazenamento nos troncos (A_t) foi obtida da mesma maneira que A_d , com o mesmo tempo entre eventos (24 horas), obtendo-se a equação $E_{st} = 0,0097*(P_e) - 0,0073$, a qual retorna um valor de P_e igual a 0,75mm para $E_{st} = 0$. Estes valores estão de acordo com outros resultados obtidos para este tipo de formação florestal (LORENZON; DIAS; TONELLO, 2015; TONELLO et al., 2008). A fração de cobertura do dossel (c) foi determinada mensalmente e teve seus valores variando de 0,76 a 0,89. A evaporação média (E_v), determinada com base nas recomendações de Gash (1979), foi de 0,06 mm h⁻¹ enquanto a evaporação pelo modelo P-M foi determinada, diariamente, para o período estudado e a intensidade média das precipitações foi igual a 2,76 mm h⁻¹.

Tabela 10 Parâmetros de entrada para o ajuste dos modelos

Parâmetros	Modelo de Liu	Modelo de Gash
A_d^b (mm)	1,56	1,56
A_t^b (mm)	0,75	-
c	a	a
P_e	a	a
\bar{R} (mmh ⁻¹) ^c	2,76	2,76
S_c^a	-	1,56/c
\bar{E}_v (mmh ⁻¹) ^c	a	a

^a Variáveis temporais, ^b Determinado com base nas equações de regressão linear, ^c Determinado com base nas séries históricas de monitoramento climatológico

Com relação ao modelo de Gash, percebe-se uma tendência de subestimativa das perdas por interceptação (Figuras 24 e 25), independente da forma de obtenção da taxa de evaporação, estimando-se um total de 128 mm

de interceptação com E_v sendo determinada por Gash (1979), para o ano hidrológico 2012/2013, o que representa 5,9% dos 136 mm de interceptação observados para o referido ano hidrológico. Para o ano hidrológico 2013/2014, o modelo de Gash apresentou uma maior subestimativa, com 103 mm de interceptação com E_v sendo determinada por Gash (1979) e 110 mm com a evaporação sendo determinada por P-M, o que representa 21 e 16% dos 136 mm de interceptação observados para o referido ano hidrológico.

Em relação ao total de precipitação externa em 2012/2013 (1186 mm), este modelo subestimou o percentual interceptado em apenas 0,7% com E_v sendo determinada por Gash (1979). Quanto à precipitação externa de 2013/2014 (963 mm), o percentual interceptado foi subestimado em 2,9% e 2,2% com E_v sendo determinada por Gash (1979) e P-M, respectivamente. Estes resultados se assemelham aos encontrados por Cuartas et al. (2007), em Floresta Amazônica com o mesmo modelo, onde foram encontrados resultados da ordem de 2% de subestimativa da interceptação em relação ao total precipitado.

Em ambiente sob floresta estacional semidecídua, pode-se citar o trabalho de Vieira e Palmier (2006), onde os mesmos encontraram resultados parecidos ao deste estudo, utilizando os modelos de Gash e Rutter. Os autores modelaram a interceptação em uma formação florestal semelhante à deste estudo, encontrando resultados que subestimaram a interceptação observada em 12% pelo modelo de Gash e 16% com o modelo de Rutter e, em determinadas épocas do ano, o modelo de Gash chegou a subestimar a interceptação em até 26%. De acordo com os autores, estes modelos apresentam uma limitação para representarem estes fenômenos em florestas tropicais, visto que os eventos de maior intensidade não foram adequadamente representados nos citados modelos. Oliveira et al. (2008b), trabalhando em uma floresta equatorial da Amazônia, encontraram erros de ajuste para o

modelo de Gash da ordem de 17,3%. Entretanto, para o referido trabalho, as coletas da precipitação interna foram realizadas em intervalos semanais, o que reduz as variações proporcionadas pela precipitação interna excedente e contribui para um melhor ajuste do modelo.

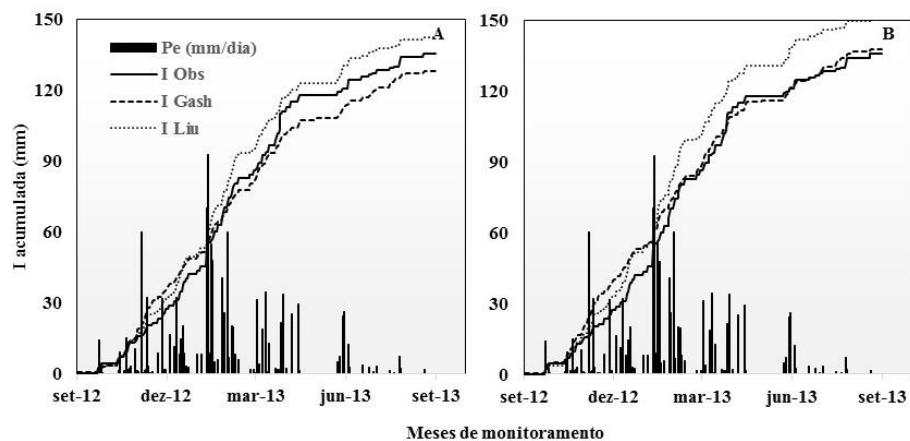


Figura 24 Intercepção acumulada observada e simulada com base nos modelos ajustados e métodos de obtenção da taxa de evaporação (A, Gash (1979) e B, Penman-Monteith) para o ano hidrológico 2012/2013

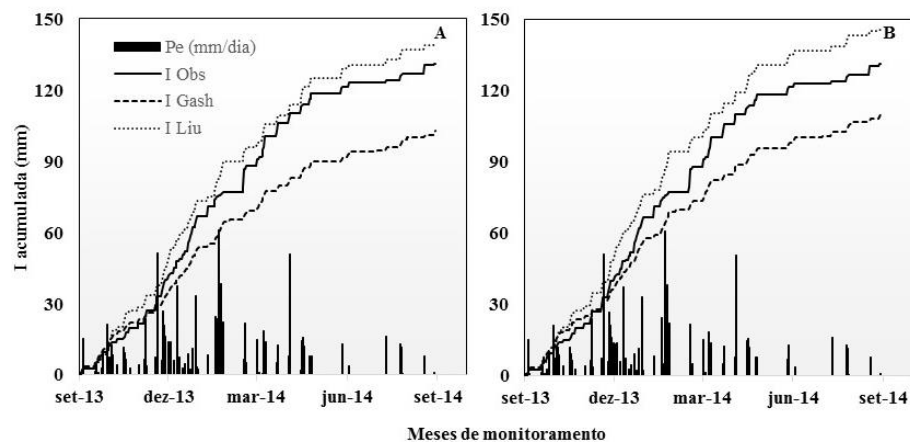


Figura 25 Intercepção acumulada observada e simulada com base nos modelos ajustados e métodos de obtenção da taxa de evaporação (A, Gash (1979) e B, Penman-Monteith) para o ano hidrológico 2013/2014

O modelo reformulado de Liu superestimou as perdas por interceptação (Figuras 24 e 25), independente da forma de obtenção da taxa de evaporação e do ano hidrológico, estimando um total de 142 mm e 151 mm com E_v determinada por Gash (1979) e P-M, respectivamente, o que representa 4,4 e 11% do total observado de interceptação no ano hidrológico 2012/2013. Com relação ao ano hidrológico 2013/2014, este modelo apresentou resultados semelhantes aos do primeiro ano de monitoramento, com 139 mm e 146 mm de interceptação com E_v determinada por Gash (1979) e P-M, respectivamente, o que representa 6,1 e 11,5% dos 131 mm de interceptação observados para o referido ano. Quando se avalia este modelo em relação ao total de precipitação externa, no ano 2012/2013 (1186 mm), verifica-se uma superestimativa de 0,5% e 1,3%, para 2013/2014 (963 mm de P_e) a superestimativa foi de 0,8% e 1,6% com E_v determinada por Gash (1979) e P-M, respectivamente.

Analisando a Tabela 11, observa-se que os erros médios absolutos (MAE) encontrados foram menores que 1mm para qualquer um dos modelos ajustados. Tais resultados são superiores aos que foram encontrados por Buttle e Farnsworth (2012), que obtiveram valores de até 1,12 mm para floresta de pinus no Canadá utilizando o modelo reformulado de Liu. A tendência do erro médio (MBE) foi de subestimativa para o modelo reformulado de Gash e de superestimativa para o de Liu. O erro médio quadrático apresentou valores entre 3,092 mm para o modelo de reformulado de Gash, E_v determinada por Gash (1979) (no ano 2013/2014) e 0,206 mm para o mesmo modelo (E_v estimada por P-M no ano 2012/2013). Estes resultados concordam com os que foram apresentados por Sadeghi et al. (2015), que obtiveram um valor médio de 1,0 mm. Buttle et al. (2012), utilizando o modelo de Liu para modelagem da interceptação na floresta de Ganaraska, localizada na região sudeste do Lago Ontário no Canadá, encontraram valores de RMSE variando de acordo com a idade e composição florística da floresta. Os valores médios encontrados

foram de 5,6 mm, variando de 3,0 a 9,0 mm. Para a tendência fracionada (FB), foram obtidos valores próximos de zero, sendo este comportamento fundamental para a validação dos modelos ajustados.

Tabela 11 Estatísticas de precisão geradas pelos modelos de interceptação ajustados

I (mm)	ΣO_i	ΣE_i	MAE (mm)	RMSE (mm)	MBE (mm)	FB	NMPE (%)	MAPE (%)	IA	EF
Ano hidrológico 2012/2013										
Gash*	136	128	0,085	0,825	-0,085	0,060	5,9	6,3	0,970	0,998
Gash**	136	138	0,021	0,206	0,021	-0,014	1,5	1,4	0,993	0,999
Liu*	136	142	0,064	0,619	0,064	-0,043	4,4	4,2	0,978	0,999
Liu**	136	151	0,160	1,547	0,160	-0,104	11,0	9,9	0,944	0,995
Ano hidrológico 2013/2014										
Gash*	131	103	0,341	3,092	-0,341	0,239	21,4	27,2	0,892	0,962
Gash**	131	110	0,256	2,319	-0,256	0,174	16,0	19,1	0,919	0,981
Liu*	131	139	0,098	0,883	0,098	-0,059	6,1	5,8	0,969	0,998
Liu**	131	146	0,183	1,656	0,183	-0,108	11,5	10,3	0,942	0,995

* Evaporação determinada por Gash (1979), ** Evaporação determinada por P-M

O erro médio normalizado próximo de zero é o ideal e, neste caso, os resultados do NMPE acompanham os resultados das demais estatísticas de precisão e apontam para uma boa aceitação do modelo reformulado de Gash, pois apresenta um erro máximo de apenas 1,5%, demonstrando o melhor desempenho deste modelo.

Pode-se verificar significativa performance dos modelos utilizados tendo-se como base os resultados de IA, que apresentam valores próximos de 1, com os maiores valores obtidos para o modelo de Gash baseado na forma de estimativa de E_v por P-M. Sadeghi et al. (2014) encontraram um valor médio de IA para o modelo de Gash ajustado, numa região árida ao norte do Iran, próxima ao mar Caspio, de 0,68 para floresta de pinus e 0,86 em floresta de cipreste. O melhor desempenho encontrado por Sadeghi et al. (2015) foi IA de

0,90 em floresta de cipreste para precipitações de no máximo 2,5 mm, resultado, qualitativamente, inferior ao encontrado neste trabalho.

Os valores de EF apresentaram a mesma tendência do teste de Willmott e dos demais parâmetros, apresentando resultados superiores a 0,99 para o modelo de Gash. Os resultados encontrados por Sadeghi et al. (2014) foram no máximo iguais a 0,90 para precipitações inferiores a 2,5 mm, de 0,87 para precipitações de até 10,0 mm.

Assim, com base nas estatísticas de precisão apresentadas na Tabela 11, o modelo reformulado de Gash, associado à metodologia de estimativa de E_v por P-M, é o mais recomendado para florestas estacionais semidecíduas em regiões de clima tropical em condições normais do clima regional.

4 CONCLUSÕES

As análises observacionais das variáveis ecohidrológicas e a modelagem da interceptação para a FESM permitiram as seguintes conclusões:

- a) O período de monitoramento se caracterizou com um período de recessão hídrica, a variabilidade interanual e intra-anual da precipitação externa apresentou impacto significativo na interceptação monitorada. Os resultados mostram, claramente, a relação inversa entre a intensidade das precipitações externas e a parcela interceptada monitorada e simulada.
- b) Em períodos com maiores totais precipitados, houve maior variabilidade da distribuição da precipitação interna e escoamento pelo tronco na FESM, identificando-se variações interanuais e intra-anuais do padrão de distribuição da precipitação interna e escoamento pelo tronco, o número de pontos de monitoramento destas variáveis foi suficiente para detectar estas variações.
- c) A capacidade de armazenamento dos troncos das árvores monitoradas na FESM não apresentou correlação positiva com a área do dossel, altura total do indivíduo, diâmetro a altura do peito e índice de área foliar, sinalizando que a variabilidade sazonal da capacidade de armazenamento dos troncos em ecossistemas como a FESM pode estar associada a características morfológicas como a rugosidade dos troncos.
- d) A parcela de precipitação interna que supera a precipitação externa (P_{ie}) foi identificada e pode ser utilizada como uma nova metodologia, para a estimativa da capacidade de armazenamento do dossel, a P_{ie} está associada aos totais precipitados externamente, número de eventos de

precipitação, intensidade da precipitação externa, umidade antecedente do dossel, velocidade e direção predominantes dos ventos (ângulo de entrada da chuva) além do índice de área foliar.

- e) É possível estimar as perdas por interceptação da precipitação pelo dossel florestal (I) para florestas estacionais semidecíduas montana, na região sudeste do Brasil, com bom nível de eficiência, utilizando os modelos reformulados de Liu e Gash e as metodologias de estimativa da evaporação por Gash (1979) e P-M.
- f) O modelo reformulado de Gash gerou subestimativa da interceptação e sofreu a influência do período seco registrado nas coletas do último ano avaliado, mostrando-se sensível a longos períodos de recessão hídrica e mais eficiente sob as condições normais do clima regional.
- g) A aplicação do modelo reformulado de Liu produziu superestimativa dos valores medidos de I e mostra-se mais estável, nos períodos de recessão hídrica, demonstrando maior eficiência para florestas estacionais semidecíduais, na região sudeste do Brasil, sob as variações climáticas regionais.

REFERÊNCIAS

ALEXANDRIS, S.; STRICEVIC, R.; PETKOVIC, S. Comparative analysis of reference evapotranspiration from the surface of rainfed grass in central Serbia calculated by six empirical methods against the Penman-Monteith formula. **European Water**, Athens, v. 21, n. 22, p. 17-28, 2008.

ARCOVA, F. C. S.; CICCIO, V.; ROCHA, P. A. B. Chuva efetiva e interceptação das chuvas por floresta de mata atlântica em uma microbacia experimental em Cunha São Paulo. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 27, n. 2, p. 257-262, 2003.

ÁVILA, L. F. et al. Partição da precipitação pluvial em uma microbacia hidrográfica ocupada por Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira. **Ciência Florestal**, Santa Maria, v. 24, n. 3, p. 583-595, 2014.

BEGA, R. M. et al. Variabilidade espacial das precipitações pluviométricas diárias em uma estação experimental, em Pindorama, SP. **Bragantia**, Campinas, v. 64, n. 1, p. 149-156, 2005.

BRASIL. Ministério da Agricultura e da Reforma Agrária. Departamento Nacional de Meteorologia. **Normais climatológicas: 1961-1990**. Brasília, 1992. 84 p.

BUTTLE, J. M.; FARNSWORTH, A. G. Measurement and modeling of canopy water partitioning in a reforested landscape: the Ganaraska Forest, southern Ontario, Canada. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 466/467, p. 103-114, 2012.

CARLYLE-MOSES, D. E.; PARK, A. D.; CAMERON, J. L. Modelling rainfall interception loss in forest restoration trials in Panama. **Ecohydrology**, Malden, v. 3, n. 3, p. 272-283, Sept. 2010.

CARLYLE-MOSES, D. E.; PRICE, A. G. Modelling canopy interception loss from a Madrean pine-oak stand northeastern Mexico. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 21, n. 19, p. 2572-2580, Sept. 2007.

CASTRO, P. S. et al. Interceptação da chuva por mata natural secundária na região de Viçosa, MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 7, n. 1, p. 76-89, 1983.

CICCO, V. de et al. Recursos hídricos na Mata Atlântica: estudo de caso do Laboratório de hidrologia Florestal Walter Emmerich, Cunha-SP. In: SEMINÁRIO DE RECURSOS HÍDRICOS DA BACIA HIDROGRÁFICA DO PARAÍBA DO SUL: O EUCALIPTO E O CICLO HIDROLÓGICO, 1., 2007, Taubaté. **Anais...** Taubaté: IPABHi, 2007. p. 25-33.

COELHO FILHO, M. A. et al. Método para estimativa do IAF de árvores isoladas ou de plantações com dossel fechado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 5, p. 529-538, mar. 2012.

CROCKFORD, R. H.; RICHARDSON, D. P. Partitioning of rainfall into throughfall, stemflow and interception: effect of forest type, ground cover and climate. **Hydrology Process**, West Sussex, v. 14, n. 16/17, p. 2903-2920, Nov./Dec. 2000.

CUARTAS, L. et al. Interception water-partitioning dynamics for a pristine rainforest in Central Amazonia: marked differences between normal and dry years. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 145, n. 1/2, p. 69-83, July 2007.

CUI, Y.; JIA, L. Modified gash model for estimating rainfall interception loss of forest using remote sensing observations at regional scale. **Water**, Beijing, v. 6, n. 4, p. 993-1012, Apr. 2014.

DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G.; FERREIRA, E. Classificação e tendências climáticas em Lavras, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 6, p. 1862-1866, nov./dez. 2007.

DAVID, T. S. Intercepção da precipitação em árvores isoladas de *Quercus rotundifolia* Lam. **Silva Lusitana**, Oeiras, v. 10, n. 1, p. 1-15, 2002.

DÍAZ, F. M.; BIGELOW, S.; ARMESTO, J. J. Alteration of the hydrologic cycle due to forest clearing and its consequences for rainforest succession. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 244, n. 1/3, p. 32-40, June 2007.

DUROCHER, M. G. Monitoring spatial variability of forest interception. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 4, p. 215-229, 1990.

FAN, J. et al. Spatial variability of throughfall and stemflow in an exotic pine plantation on subtropical coastal Australia. **Hydrological Processes**,

Chichester, v. 29, n. 5, Feb. 2014. Disponível em:
<<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.10193/full>>. Acesso em: 10 mar. 2015.

FERREIRA, S. J. F.; LUIZÃO, F. J.; DALLAROSA, R. L. G. Precipitação interna e interceptação da chuva em floresta de terra firme submetida à extração seletiva de madeira na Amazônia Central. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 35, n. 1, p. 55-62, nov. 2005.

GASH, J. H. An analytical model of rainfall interception by forests. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, London, v. 105, p. 43-55, 1979.

GASH, J. H.; LLOYD, C. R.; LACHAUD, G. Estimating sparse forest rainfall interception with an analytical model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 170, p. 79-86, 1995.

GASH, J. H. C.; MORTON, A. J. An application of the Rutter model to the estimation of the interception loss from Thetford Forest. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 38, p. 49-58, 1978.

GASH, J. H. C.; STEWART, J. B. The evaporation from Thetford Forest during 1975. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 35, p. 385-396, 1977.

GASH, J. H. C.; VALENTE, F.; DAVID, J. S. Estimates and measurements of evaporation from wet, sparse pine forest in Portugal. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 94, p. 149-158, 1999.

GASPAROTO, E. A. G. et al. Throughfall in different forest stands of Iperó, São Paulo. **Cerne**, Lavras, v. 20, n. 2, p. 303-310, abr./jun. 2014.

GERMER, S. et al. Pan-European beech (*Fagus sylvatica*) stemflow data comparison. **EGU General Assembly**, Viena, v. 14, p. 22-27, Apr. 2012.

GHIMIRE, C. P. et al. Rainfall interception by natural and planted forests in Middle Mountains of Central Nepal. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 475, n. 19, p. 270-280, Dec. 2012.

GIGLIO, J. N.; KOBAYAMA, M. Interceptação da chuva: uma revisão com ênfase no monitoramento em florestas brasileiras. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 18, n. 2, p. 297-317, abr./jun. 2013.

HERBST, M. et al. Seasonal variability of interception evaporation from the canopy of a mixed deciduous forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 148, n. 11, p. 1655-1667, Oct. 2008.

HILDEBRANT, A.; BAWAIN, A.; FRIESEN, J. Hot spots on canopy drainage in a semiarid cloud forest. **EGU General Assembly**, Viena, v. 14, p. 172-195, Apr. 2012.

HOLDER, C. D. Rainfall interception and fog precipitation in a tropical montane cloud forest of Guatemala. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 190, n. 2/3, p. 373-384, Mar. 2004.

HOLWERDA, F.; SCATENA, F. N.; BRUIJNZEEL, L. A. Throughfall in a Puerto Rican lower montane rain forest: a comparison of sampling strategies. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 327, n. 3/4, p. 592-602, Aug. 2006.

JACKSON, I. J. Relationships between rainfall parameters and interception by tropical forests. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 24, p. 215-238, 1975.

LEVIA JUNIOR, D. F.; FROST, E. E. A review and evaluation of stemflow literature in the hydrologic and biogeochemical cycles of forested and agricultural ecosystems. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 274, n. 1/4, p. 1-29, Apr. 2003.

LIMA, P. R. A.; LEOPOLDO, P. L. Quantificação de componentes hidrológicos de uma mata ciliar através de modelo de balanço de massas. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 24, n. 3, p. 241-252, 2000.

LIU, J. et al. A two-level parallelization method for distributed hydrological models. **Environmental Modelling & Software**, Provo, v. 80, n. 5, p. 175-184, June 2016.

LIU, S. Evaluation of the liu model for predicting rainfall interception in forest world-wide. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 15, n. 12, p. 2341-2360, Aug. 2001.

LIU, S. A new model for the prediction of rainfall interception in forest canopies. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 99, p. 151-159, 1997.

LLOYD, C. R.; MARQUES, A. de O. Spatial variability of throughfall and stemflow measurements in Amazonian rainforest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 42, p. 63-73, 1988.

LOESCHER, H. W.; POWERS, J. S.; OBERBAUER, S. F. Spatial variation of throughfall volume in an old-growth tropical wet forest, Costa Rica. **Journal of Tropical Ecology**, Cambridge, v. 18, n. 3, p. 397-407, Mar. 2002.

LORENZON, A. S.; DIAS, H. C. T.; TONELLO, K. C. Escoamento da água da chuva pelo tronco das árvores em uma floresta estacional semidecidual. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 39, n. 3, p. 423-430, 2015.

MACHADO, E. L. M. et al. Efeitos do substrato, bordas e proximidade espacial na estrutura da comunidade arbórea de um fragmento florestal em Lavras, MG. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 31, n. 2, p. 287-302, 2008.

MAJASALMI, T. et al. Optimizing the sampling scheme for LAI-2000 measurements in a boreal forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 154/155, p. 38-43, 2012.

MOURA, A. E. S. S. et al. Interceptação das chuvas em um fragmento de floresta da mata atlântica na Bacia do Prata, Recife, PE. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 33, n. 3, p. 461-469, 2009.

MUZYLO, A. et al. A review of rainfall interception modelling. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 370, n. 1/4, p. 191-206, May 2009.

NÁVAR, J.; BRYAN, R. Interception loss and rainfall redistribution by three semi-arid growing shrubs in northeastern Mexico. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 115, n. 1, p. 51-63, 1990.

OLIVEIRA, L. L. de et al. Chuva efetiva e interceptação em Caxiuana, na Amazônia Oriental. **Acta Amazonica**, Manaus, v. 38, n. 4, p. 723-732, 2008a.

OLIVEIRA, L. L. de et al. Modelagem da interceptação na Floresta Nacional de Caxiamã, no leste da Amazônia. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São José dos Campos, v. 23, p. 318-326, 2008b.

OLIVEIRA, L. L. de et al. Sazonalidade e interceptação da chuva na Floresta Nacional em Caxiamã, Amazônia Oriental. **Scientia Plena**, Aracajú, v. 7, n. 10, p. 1-14, 2011.

OLIVEIRA-FILHO, A. T. et al. Comparison of wood flora and soils of six areas of montane semideciduous forest in southeastern Minas Gerais, Brazil. **Edinburgh Journal of Botany**, Edinburgh, v. 51, n. 3, p. 355-389, 1994.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; SCOLFORO, J. R. S.; MELLO, J. M. Composição florística e estrutura comunitária de um remanescente de floresta semidecídua montana em Lavras, MG. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 167-182, 1994.

OLIVEIRA JÚNIOR, J. C.; DIAS, H. C. T. Precipitação efetiva em fragmento secundário da mata Atlântica. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 29, n. 1, p. 9-15, 2005.

OYARZÚN, C. E. et al. Seasonal and annual throughfall and stemflow in Andean temperate rainforests. **Hydrological Processes**, West Sussex, v. 25, n. 4, p. 623-633, Feb. 2011.

PRICE, A. G.; CARLYLE-MOSES, D. E. Measurement and modelling of growing-season canopy water fluxes in a mature mixed deciduous forest stand, southern Ontario, Canada. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 119, n. 1/2, p. 69-85, Apr. 2003.

PYPKER, T. G.; TARASOFF, C. S.; KOH, H. S. Assessing the efficacy of two indirect methods for quantifying canopy variables associated with the interception loss of rainfall in temperate hardwood forests. **Open Journal of Modern Hydrology**, Irvine, v. 2, n. 2, p. 29-40, Apr. 2012.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na América do Sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, Rio de Janeiro, v. 25, n. 2, p. 185-204, jan./fev. 2010.

RUTTER, A. et al. A predictive model of rainfall interception in forest: I., derivation of the model from observation in a plantation of Corsican pine. **Agricultural Meteorology**, Geneva, v. 9, p. 367-384, 1971.

RUTTER, A.; MORTON, A.; ROBINS, P. A predictive model of rainfall interception in forests: II., generalization of the model and comparison with observations in some coniferous and hardwood stands. **Journal of Applied Ecology**, Oxford, v. 12, p. 367-380, 1975.

- SADEGHI, S. M. M. et al. Efficiency of the reformulated Gash's interception model in semiarid afforestations. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 201, n. 15, p. 76-85, Feb. 2015.
- SADEGHI, S. M. M. et al. Is canopy interception increased in semiarid tree plantations?: evidence from a field investigation in Tehran, Iran. **Turkish Journal Agriculture and Forestry**, Ankara, v. 38, n. 6, p. 792-806, Nov. 2014.
- SAFEEQ, M.; FARES, A. Interception losses in three non-native hawaiian forest stands. **Hydrological Processes**, West Sussex, v. 28, n. 2, p. 237-254, Jan. 2014.
- SANCHES, L. et al. Índice de área foliar em floresta de transição Amazônia cerrado em diferentes métodos de estimativa. **Ciência e Natura**, Cascavel, v. 30, n. 1, p. 57-69, 2008.
- SATO, A. M.; AVELAR, A. S.; COELHO NETTO, A. L. Spatial variability and temporal stability of throughfall in a eucalyptus plantation in the hilly lowlands of southeastern Brazil. **Hydrological Processes**, West Sussex, v. 25, n. 12, p. 1910-1923, June 2011.
- SCALON, J. D.; OLIVEIRA, C. A. P.; MELLO, J. M. Análise espacial de um fragmento florestal baseada no mosaico de dirichlet. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 36, n. 4, p. 733-740, 2012.
- SCHEER, M. B. Fluxo de nutrientes pela precipitação pluviométrica em dois trechos de Floresta Ombrófila Densa em Guaraqueçaba, Paraná. **Floresta**, Curitiba, v. 39, n. 1, p. 117-130, jan./mar. 2009.
- SHINZATO, E. T. et al. Escoamento pelo tronco em diferentes povoamentos florestais na Floresta Nacional de Ipanema em Iperó, Brasil. **Scientia Forestalis**, Piracicaba, v. 39, n. 92, p. 395-402, dez. 2011.
- SOUZA, L. C.; MARQUES, R. Fluxo de nutrientes em Floresta Ombrófila Densa das Terras Baixas no litoral do Paraná. **Floresta**, Curitiba, v. 40, n. 1, p. 125-136, 2010.
- SOUZA, V. V. et al. Análise da qualidade das águas das precipitações em aberto e efetiva em um fragmento secundário da Mata Atlântica, no município de Viçosa, MG. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 31, n. 4, p. 737-743, 2007.

THORNTHWAITE, C. W. An approach toward a rational classification of climate. **Geography Review**, New York, v. 38, n. 35, p. 55-94, Oct. 1948.

TOGASHI, H. F.; MONTEZUMA, R. C. M.; LEITE, A. F. Precipitação incidente e fluxo de atravessamento das chuvas em três estágios sucessionais de floresta atlântica no maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 36, n. 5, p. 907-918, set./out. 2012.

TONELLO, K. C. et al. Precipitação efetiva em diferentes formações florestais na Floresta Nacional de Ipanema. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 38, n. 2, p. 383-390, 2014.

VALENTE, F. M. R. T. **Intercepção da precipitação em povoaamentos florestais esparsos**: modelação do processo e características aerodinâmicas dos cobertos molhados. 1999. 172 p. Tese (Doutorado em Engenharia Florestal) - Instituto Superior de Agronomia, Universidade Técnica de Lisboa, Lisboa, 1999.

VELOSO, H. P.; RANGEL FILHO, A. L. R.; LIMA, J. C. A. **Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um sistema universal**. Rio de Janeiro: IBGE, 1991. 124 p.

VIEIRA, C. P.; PALMIER, L. R. Medida e Modelagem da Intercepção da Chuva em uma Área Florestada na Região Metropolitana de Belo Horizonte, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v. 11, n. 3, p. 101-112, jun./set. 2006.

WILLMOTT, C. J.; ROBESON, S. M.; MATSUURA, K. Short communication a refined index of model performance. **International Journal of Climatology**, Chichester, v. 32, n. 13, p. 2088-2094, Nov. 2012.

CAPÍTULO 3 - ESTABILIDADE TEMPORAL DA UMIDADE DO SOLO (θ) EM DIFERENTES PROFUNDIDADES SOB FLORESTA ESTACIONAL SEMIDECIDUAL MONTANA

RESUMO

A variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal da umidade do solo (θ) em profundidade sob floresta natural são investigações incipientes dada sua complexidade, tanto no contexto de observação em campo quanto da análise espaço-tempo propriamente dita. Em florestas tropicais, o monitoramento de θ requer um plano de amostragem adequado, considerando as variações no tempo, no espaço e em profundidade, tendo em vista a influência de fatores edáficos, topográficos, pedológicos e climáticos. Este estudo teve como objetivo monitorar a umidade do solo de forma sistemática para análise da variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal de θ em um remanescente de Mata Atlântica típico do Sudeste do Brasil, classificado como Floresta Estacional Semidecidual Montana (FESM), localizado na região sul do estado de Minas Gerais. A estabilidade temporal foi avaliada em cinco profundidades (0,10 m; 0,20 m; 0,30 m; 0,40 m e 1,0 m), determinando se os indicadores são dependentes da profundidade, da precipitação efetiva (P_{ef}), no interior da floresta, condutividade hidráulica do solo saturado (k_0), índice de área foliar (IAF) e índices de representação da paisagem, visando à identificação de pontos representativos do comportamento de θ . Para tanto, foram realizadas leituras mensais de umidade do solo, em ambas as direções (horizontal e vertical) bem como ao longo do tempo, em 32 pontos, entre junho/2013 e março/2015. Constatou-se diminuição da variabilidade das estatísticas diferença relativa média, desvio padrão e Indicador de Estabilidade Temporal (TSI) nas maiores profundidades. Houve maior estabilidade temporal da (θ), nas áreas mais baixas do relevo, menor nas altitudes médias e nenhuma estabilidade nas regiões mais elevadas, concluindo-se que as características topográficas afetam a estabilidade e, particularmente, a identificação de pontos estáveis. Os pontos escolhidos diferiram em relação à sua localização, portanto, foram selecionados diferentes pontos para as diferentes profundidades. Foi verificado, também, que os índices de representação da paisagem podem ser incorporados nas análises de estabilidade temporal, associado-os às peculiaridades do solo e da floresta, auxiliando na seleção de pontos representativos.

Palavras-chave: Umidade do solo. Estabilidade temporal. Precipitação efetiva. Diferença relativa. Índices de representação da paisagem.

ABSTRACT

Spatial-temporal variability and temporal stability of the soil moisture (θ) in depth and under native forest consist in a very incipient scientific investigation due to its complexity for both field observation and spatial-time statistical analyzes. In tropical forests, θ monitoring requires an adequate sampling plan in order to taken into account variations in time, space and in depth as edaphic, topographic, pedologic and climatic features exert marked influence on its behavior. Thus, this study aimed to monitor in a systematic way the soil moisture in surface and in depth positions to analyze the spatial-time variability and temporal stability of θ under conditions of an Atlantic Forest remnant, classified as Semi-deciduous Forest Montane, typical of Southeastern Brazil. Temporal stability was evaluated for five depths (0.10 m, 0.20 m, 0.30 m, 0.40 m and 1.0 m), verifying if the statistical indicators are linked to the depth, effective precipitation (P_{ef}) within the forest, soil saturated hydraulic conductivity (k_0), leaf area index (LAI) and landscape representation indices which were taken from a Digital Elevation Model (DEM). Based on these analyzes, we aimed to infer about the location of points that are representative and more stable throughout the time for soil moisture monitoring. The sampling for soil moisture monthly recording was based on 32 points in the space of the area, and for each point, from 0.10 m to 1.0 m in 5 depths, from June/2013 to March/2015. It was observed decreasing in the variability of the following statistics in depth: average relative difference, standard deviation and Temporal Stability Indicator (TSI). Greater temporal stability of θ in the topographic lowest areas was also observed while for the highest elevation it was not observed any stability. Thus, it is possible to conclude that topographic features induce the temporal stability, particularly helping for chosen the representative points. We verified that different points in the space were needed for monitoring each depth which means that was not possible to monitoring soil moisture entirely in depth based on a unique point as there is a number of variables that influencing the soil moisture behavior in this kind environment. It was found yet that landscape representation indicators can help in this endeavor for identification of representative points for soil moisture monitoring.

Keywords: Soil moisture. Temporal Stability. Effective Precipitation. Relative Difference. Representation Indicators.

1 INTRODUÇÃO

A umidade do solo no perfil (θ) é uma variável de extrema importância para a compreensão de uma série de processos hidrológicos, incluindo infiltração, escoamento, erosão e transporte de sedimentos (GAO et al., 2015), evaporação do solo e transpiração das plantas (MELLO et al., 2011), em diferentes escalas temporais e espaciais (HEATHMAN et al., 2009). Sua variabilidade espaço-temporal é uma das características mais importantes e tem recebido atenção especial para a identificação de áreas mais suscetíveis ao escoamento superficial e transporte de sedimentos (MELLO et al., 2011). Em regiões ocupadas por florestas nativas, é um dos fatores limitantes mais importantes para o entendimento do processo de transferência de água para a atmosfera por meio da evapotranspiração.

A umidade não é linear, varia no tempo e no espaço devido à heterogeneidade do clima e das propriedades do solo em diferentes escalas (HEATHMAN et al., 2012). Esta dinâmica espacial e temporal da umidade ainda recebe a influência de outros fatores, como a topografia, vegetação, manejo do solo e precipitação (KORRES et al., 2015). Vários estudos identificaram importantes características de variabilidade espaço-temporal da umidade sob diferentes aspectos, tais como o padrão espaço-temporal (BROCCA et al., 2007), a relação entre a heterogeneidade e os seus valores médios (CHOI; JACOBS, 2007), a escala espacial (GAO; SHAO, 2012), os fatores de controle de padrões espaço-temporais (ZHAO et al., 2010), a redução do desvio padrão espacial na estação seca (MELLO et al., 2011), e a diferença no padrão espacial da umidade do solo ao longo das estações do ano (ÁVILA et al., 2011).

No entanto, poucos estudos têm explorado a dependência da umidade com a profundidade (z) do solo e a correlação entre as diferentes profundidades no perfil, além das características de variabilidade espaço-temporal em

profundidades específicas. Um desses estudos foi realizado por Choi e Jacobs (2007), na bacia hidrográfica do córrego Walnut, em Ames, Iowa. Entretanto, neste trabalho, os autores concentraram seus esforços apenas na camada superior do solo (0-30 cm) e relataram que o desvio padrão da umidade nesta camada apresentou uma tendência de diminuição com o aumento da profundidade.

Em outro estudo, realizado por Hupet e Vanclooster (2002), em uma área com apenas 0,63 ha, situada no planalto de Louvain-la-Nueve, na Bélgica, concluiu-se que a dependência espacial foi diferente entre a camada superior (0 a 75 cm) e a camada mais profunda do solo (100 a 125 cm). Contudo, os autores não pesquisaram a estabilidade temporal nas diferentes profundidades de estudo e nem a relação entre estas profundidades do perfil do solo.

Em regiões áridas e semiáridas do planalto de Loess, na China, alguns estudos têm sido realizados, com destaque para o de Wang, Shao e Liu (2013), que exploraram a distribuição vertical da umidade no perfil do solo até a profundidade de 21 metros e verificaram que a variação de θ e de seus condicionantes diminuíram com a profundidade. No entanto, este estudo foi realizado com um número relativamente pequeno de amostras em relação à área do estudo (11 amostras), o que pode ter dificultado o entendimento da variabilidade espaço-temporal na pequena escala. Dados oriundos de monitoramento da umidade no perfil do solo em pequena escala, utilizando alta densidade amostral e sua dependência com a profundidade, bem como a avaliação da estabilidade temporal em diferentes profundidades, ainda, são incipientes.

O conhecimento da estabilidade temporal da umidade do solo é importante, também, do ponto de vista da hidropedologia (MELLO; CURI, 2012), sendo primordial para o entendimento das relações hídricas na zona crítica, caracterizando os padrões espaciais da umidade do solo ao longo do tempo. Uma forte estabilidade temporal indica que o padrão varia pouco ao longo do tempo, mesmo que os valores reais possam variar bastante dentro da área de estudo. Este

fenômeno foi descrito pela primeira vez por Vachaud et al. (1985), visando representar, adequadamente, a θ com reduzido esforço amostral. Este conceito tem sido utilizado com sucesso para identificar os locais no campo que refletem o comportamento médio de uma variável, i.e., pontos que apresentam valores semelhantes ao valor médio da umidade no perfil do solo (PENNA et al., 2013), tanto na escala de bacias hidrográficas (GRAYSON; WESTERN, 1998; HU et al., 2013) como em pequena escala (SHE et al., 2012). Além disso, esta técnica, ainda, pode subsidiar o preenchimento de falhas em conjuntos de dados de umidade do solo (DUMEDAH; COULIBALY, 2011).

Apesar de vários autores utilizarem a técnica de estabilidade temporal, sua comparação não é adequada devido à diversidade das condições intrínsecas reinantes (ÁVILA et al., 2011), bem como as condições extrínsecas, como o tipo de formação florestal. Neste contexto, Gómez-Plaza, Alvarez-Rogel e Albaladejo (2000) estudaram a estabilidade temporal da umidade numa área vegetada e outra nua e constataram menor estabilidade temporal na primeira. Segundo os autores, este comportamento está associado à distribuição da cobertura vegetal que, ocasionalmente, provocou maior demanda de água pelas plantas. O mesmo foi relatado por Jia, Shao e Jia (2013) ao destacarem que a vegetação aumentou a complexidade dos padrões espaciais da umidade numa camada de 0-100 cm no perfil do solo. Entretanto, nenhum dos autores abordou a relação entre a cobertura do dossel e a formação da precipitação efetiva (aquela que atinge o solo após atravessar o dossel) e a consequente interferência na estabilidade temporal da umidade em profundidades distintas.

Em nenhum dos estudos supracitados foi encontrada uma profundidade de solo, relativamente, estável em termos temporais. Isto porque os monitoramentos se deram, em sua grande maioria, em uma profundidade relativamente rasa do solo ($\leq 0,50$ m) ou, ainda, mesmo em profundidades maiores ($\geq 3,0$ m), os intervalos considerados entre as profundidades e o número de pontos de

monitoramento não foram suficientes para estabelecer uma relação causal entre elas. Utilizando-se um intervalo grande de profundidade, é inevitável que as informações sobre a estabilidade temporal e a correlação entre as profundidades de solo sejam prejudicadas, sobretudo nos pontos mais superficiais, onde as características físico-hídricas do solo são afetadas diretamente pela deposição e acúmulo de serapilheira em ambientes florestais. Uma abordagem detalhada sobre o comportamento da umidade no perfil do solo pode fornecer uma melhor compreensão da dinâmica desta variável e contribuir, de forma valiosa, em estudos hidrológicos em ambientes florestais.

Assim, este trabalho traz como novidade um estudo detalhado da variabilidade e estabilidade da umidade, em ambientes florestais utilizando profundidades de monitoramento estreitas (≈ 10 cm), ao longo de 2 anos completos de observação dos dados e cobrindo, espacialmente, toda a área com 32 pontos de leitura.

Diante disso, objetiva-se, neste capítulo, adquirir informações sistemáticas sobre a variabilidade espaço-temporal e estabilidade temporal da umidade em um ecossistema típico da região Sul de Minas Gerais, sendo um remanescente de floresta Estacional Semidecidual Montana (FESM) sob diferentes estados de cobertura do dossel. Especificamente, objetiva-se avaliar o padrão de estabilidade, para cinco diferentes profundidades no perfil do solo ($z = 0,1; 0,2; 0,3; 0,4$ e $1,0$ m), determinando se os índices de variabilidade e estabilidade são dependentes da profundidade (z), verificando-se a relação entre a θ com a precipitação efetiva (P_{ef}), condutividade hidráulica do solo saturado (k_0) na profundidade de $0,2$ m e o índice de área foliar (IAF), visando à identificação de pontos representativos, para implementação do monitoramento contínuo da umidade nas profundidades de interesse, relacionando-os com os índices de representação da paisagem gerados a partir do modelo digital de elevação (MDE).

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Características da área de estudo

A área experimental deste estudo diz respeito a um remanescente florestal, denominado Floresta Estacional Semidecidual Montana (FESM) (OLIVEIRA-FILHO; SCOLFORO; MELLO, 1994) com dossel emergente. Localiza-se na Região Sul do estado de Minas Gerais, entre as coordenadas 21°13'40''S e 44°57'50''W. Apresenta relevo levemente ondulado, altitude entre 920 m e 940 m, área de ocupação de 6,35 ha e declividade variando de 5% a 15%. A unidade pedológica deste remanescente, conforme Oliveira-Filho, Scolforo e Mello (1994), é o Latossolo Vermelho Distroférico típico, sendo representativo dos Latossolos no sul de Minas Gerais.

A precipitação anual média é de 1.511 mm, com concentração das chuvas, no período de outubro a março, com um período seco característico de abril a setembro, em condições normais. A evapotranspiração potencial é de 899 mm ano⁻¹, com temperaturas médias de 14,4°C para o mês mais frio (Julho) e 22,5°C para o mais quente (Janeiro), típicas do clima Cwa, da classificação proposta por Köppen (DANTAS; CARVALHO; FERREIRA, 2007).

A vegetação da FESM se encontra em processo de regeneração, após uma série de perturbações sofridas no passado, como incêndios e exploração descontrolada de madeira e lenha (SCALON; OLIVEIRA; MELLO, 2012). Em Minas Gerais, este tipo de floresta situa-se, principalmente, na região centro-sul e leste e encontra-se, em geral, reduzida a fragmentos esparsos, pois foi a tipologia mais rápida e extensamente devastada no estado desde o período colonial (MACHADO et al., 2008).

Neste fragmento florestal, foram catalogados por Oliveira-Filho, Scolforo e Mello (1994), 6527 indivíduos, sendo 5626 exemplares vivos, divididos em 136

diferentes espécies de árvore com diâmetro a 1,3 m do solo (DAP) igual ou superior a 5 cm. As mais abundantes observadas pelos pesquisadores foram: *Copaifera langsdorffii*, *Ocotea odorifera*, *Amaioua guianensis*, *Casearia arborea*, *Tapirira obtusa*, *Myrcia rostrata*, *Sclerolobium rugosum*, *Miconia argyrophylla*, *Persea pyrifolia*, *Ocotea corymbosa*, *Xylopia brasiliensis* e *Miconia pepericarpa*.

Na Figura 1 é apresentado o mapa com os pontos de monitoramento da umidade, IAF, P_{ef} , k_0 e P_e conduzidos durante a execução deste trabalho.

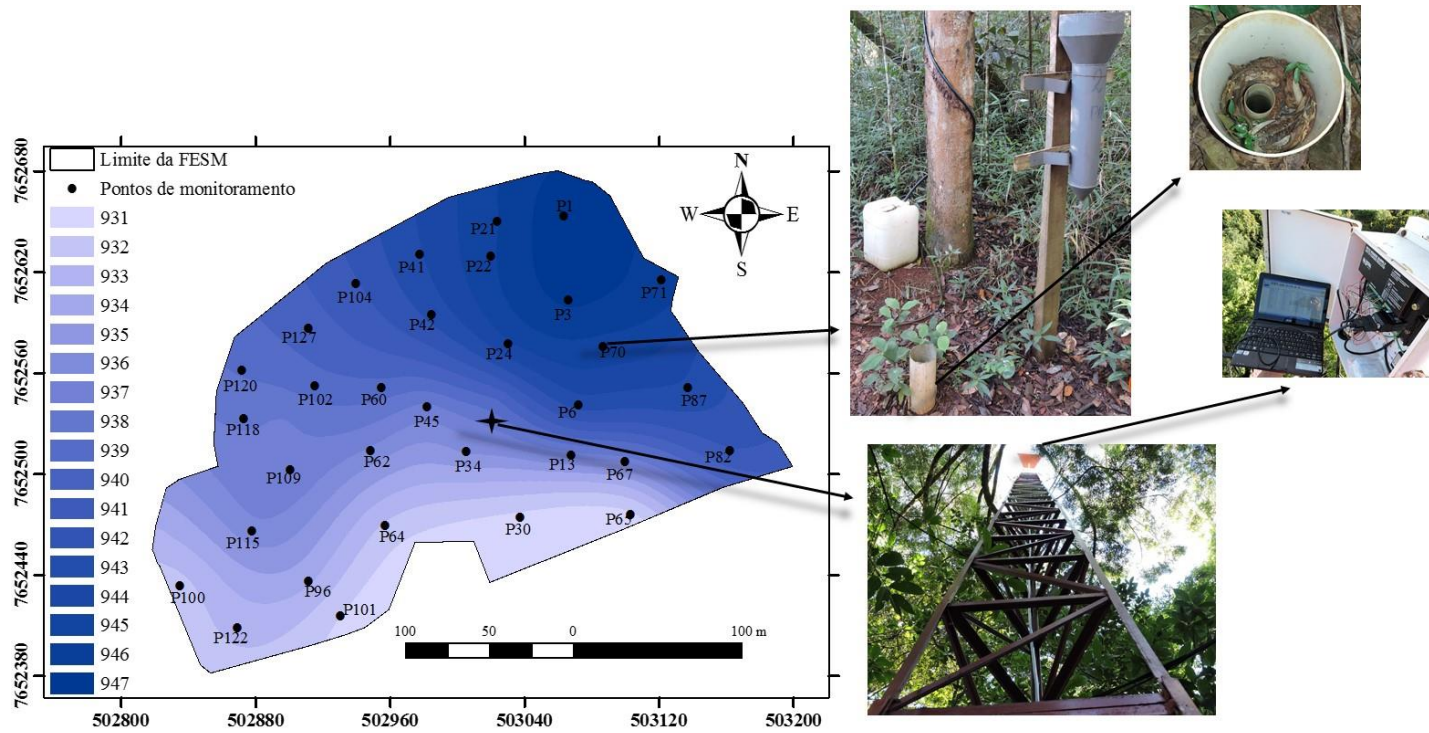


Figura 1 Modelo digital de elevação (MDE) da área experimental com os pontos de monitoramento da umidade do solo (θ), índice de área foliar (IAF), precipitação efetiva (P_{ef}), precipitação externa (P_e) e condutividade hidráulica do solo saturado (k_0) durante o período de análise na FESM

2.2 Análise do IAF, k_0 , P_e e P_{ef} na FESM

2.2.1 Análise do IAF e k_0

O índice de área foliar corresponde a razão entre a área foliar de uma população de plantas e a área de solo por ela ocupada (SANCHES et al., 2008). Neste trabalho os valores do IAF correspondem à sua média temporal, cujas medidas se deram em cada um dos 32 pontos de monitoramento no interior da FESM, com periodicidade mensal, durante 22 meses ininterruptos, iniciando-se em junho de 2013 e terminando em março de 2015.

O monitoramento do IAF foi realizado com o auxílio do analisador de dossel LAI-2000 (Li-Cor®). Este equipamento se destaca pela praticidade e agilidade na obtenção dos dados, além de fornecer estimativa confiável do IAF (COELHO FILHO et al., 2012). De acordo com Coelho Filho et al. (2012), o LAI-2000 tem sido amplamente empregado em estudos de estimativa do IAF em diferentes ambientes. Este instrumento é equipado com uma lente hemisférica tipo “olho de peixe”, subdividida em cinco bandas angulares de visada com relação ao zênite (7, 23, 38, 53 e 68°). Desta maneira, a fração de luz que transpõe o dossel florestal nos diferentes ângulos é utilizada no cálculo do IAF (MAJASALMI et al., 2012). A fim de minimizar a possibilidade de erros grosseiros de medição, todas as leituras foram realizadas atendendo as exigências do fabricante, realizando-se uma calibração a céu aberto, antes das leituras na mata, que foram realizadas de preferência sempre nos mesmos horários e mesma direção.

Para a determinação da condutividade hidráulica do solo saturado (k_0), foi utilizando o permeâmetro de Ghelph – modelo 2800KI. As análises foram realizadas na profundidade de 0,2 m em todos os 32 pontos de monitoramento no interior da FESM. O permeâmetro de Ghelph destaca-se dos demais permeâmetros pela sua praticidade e confiabilidade das informações geradas; sua

principal característica, em termos técnicos, é de se trabalhar com carga constante, sendo uma carga de 5 e outra de 10 cm coluna d'água. Depois da estabilização da taxa de infiltração, para ambas as cargas hidráulicas (5 e 10 cmca), o cálculo da k_0 é efetuado pela equação 1:

$$k_0 = [(0,0041 * x * R_2) - (0,0054 * x * R_1)] \quad (1)$$

k_0 é condutividade hidráulica do solo saturado (cms^{-1}), x é a constante do aparelho (cm^2), R_1 e R_2 são as taxas de infiltração estabilizadas a 5 e 10 cmca.

Com a finalidade de realizar o mapeamento da k_0 na FESM, com base em geoestatística, primeiramente, foi realizada a análise exploratória dos dados por meio de histogramas de frequência, determinação das principais medidas de posição e dispersão, verificação de tendência e gráfico “Box-plot”, os quais permitem a identificação de pontos discrepantes (“outliers”). A análise da continuidade espacial dos dados foi conduzida pela função semivariograma, com um semivariograma teórico tendo sido ajustado ao semivariograma experimental. O modelo escolhido foi o esférico ajustado pelos mínimos quadrados ordinários (MQO). Maiores detalhes dessa escolha podem ser encontrados em Alvarenga et al. (2011), que realizaram um extenso trabalho sobre a continuidade espacial da k_0 em toda a bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, MG. As análises estatísticas e geoestatísticas foram desenvolvidas pelo software R, utilizando-se o pacote geoR (RIBEIRO JÚNIOR; DIGGLE, 2001), e o mapeamento pelo programa ArcMap (ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE - ESRI, 2004).

2.2.2 Análise da P_e e P_{ef}

A informação básica necessária em qualquer estudo sobre as relações entre a hidrologia e os recursos florestais, sem dúvida, é a precipitação total incidente sobre o dossel florestal, que será tratado aqui como precipitação externa (P_e). A P_e foi medida, por meio de um pluviômetro tipo Ville De Paris, instalado no topo de uma torre de observação meteorológica (TOM), com 22 m de altura, localizada próximo ao centro da FESM. Como a altura média das árvores é de 10,2 m e com alguns poucos exemplares emergentes de até 20 m, as medidas de precipitação não sofreram a influência dos obstáculos vegetais nos arredores da estação.

A precipitação efetiva é considerada a precipitação que efetivamente alcança o piso florestal, sendo importante para a recarga hídrica do solo. A P_{ef} foi calculada pela equação 2 e representa a soma entre a precipitação interna (P_i) e o escoamento pelo tronco (E_{st}) em cada ponto:

$$P_{ef} = P_i + E_{st} \quad (2)$$

P_i refere-se à fração da P_e que sofre a influência da interceptação e, posteriormente, chega ao solo por meio de gotejamento, E_{st} equivale à água da chuva que escoar pelos galhos e troncos em direção ao solo, ambos em (mm) medidos, diariamente, até as 12 h, considerados os eventos das últimas 24 horas.

Neste estudo, a P_i foi monitorada com 32 pluviômetros fixos tipo Ville de Paris instalados no interior da FESM. Estes pluviômetros foram confeccionados em chapa de aço galvanizado, receberam pintura e identificação apropriadas e foram fixados em pilares de madeira, devidamente nivelados e posicionados a 1,5 m acima do solo. Para garantir uma medida acurada das lâminas precipitadas, todos os pluviômetros tiveram sua área de captação medida antes de sua

instalação. A distância média entre estes coletores foi de, aproximadamente, 40 m.

Com relação ao escoamento pelo tronco, este foi obtido por medição direta em 32 indivíduos, previamente, selecionados quanto à sua localização, espécie e diâmetro a 1,3 m do solo. Os coletores foram construídos, utilizando mangueira de polietileno fixada no tronco das árvores em formato espiral, aplicando silicone entre o coletor e a árvore para garantir que não houvesse nenhum vazamento. Desta forma, todo o fluxo descendente foi desviado a um sistema de tubulação capaz de concentrar os fluxos e direcioná-los a um recipiente coletor. Os recipientes apresentaram volumes com capacidade variando de 10 a 50 litros e foram instalados levando-se em conta o DAP e a área da copa de cada árvore. Caso algum evento de precipitação excedesse a capacidade do coletor, seria substituído e os dados descartados.

Para o cálculo do E_{st} utilizou-se a equação:

$$E_{st} = V/A \quad (3)$$

V é o volume coletado diariamente em L e A é a área da copa em m².

2.3 Análise da umidade (θ)

2.3.1 Amostragem, calibração e estatística descritiva

Os pontos, para monitoramento da umidade do solo, bem como as demais variáveis foram locados, aleatoriamente, no interior da FESM e, posteriormente, foram georreferenciados por meio de um aparelho GPS, marca Magellan, modelo Promark3, trabalhando-se com precisão submétrica (< 1m). A distância média entre os pontos de monitoramento foi de, aproximadamente, 40 m e o

monitoramento da θ foi conduzido, em 5 diferentes profundidades até uma profundidade máxima de 1,0 m entre os meses de junho de 2013 e março de 2015, com periodicidade mensal das leituras, totalizando 22 meses de monitoramento ininterrupto. Para a realização deste estudo, foram instalados 32 tubos de acesso para uma sonda do tipo “Profile Probe” e as leituras da θ foram obtidas em tempo real por meio de sonda multissensores de capacitância (MCP) PR2/6, fabricada pela Delta-T devices Ltd., Cambridge, UK, modelo PR2/6 Profile Probe, com 1,0 m de comprimento. Com esta sonda, foi possível registrar leituras de umidade do solo, com base em volume (m^3m^{-3}), nas profundidades de 0,10; 0,20; 0,30; 0,40 e 1,0 m.

A calibração desta sonda foi conduzida, com base em recomendações de Evett, Tolk e Howell (2006), que trabalharam com equipamento semelhante e propuseram a calibração de cada sensor separadamente (por profundidades). Para isto, foram coletadas amostras indeformadas com amostrador de Uhland, as quais foram acondicionadas em filmes plásticos, com o objetivo de preservar sua umidade e conduzidas ao laboratório. Os valores de umidade foram, então, corrigidos para umidade volumétrica, com base na densidade do solo, a qual foi avaliada para cada profundidade, para cada ponto amostral em diferentes épocas do ano, a fim de verificar toda a peculiaridade das condições da umidade ao longo do tempo (ÁVILA et al., 2011). Em seguida, foram ajustados e analisados modelos matemáticos aos valores de θ obtidos pela sonda Profile Probe, associados aos seus respectivos valores observados, consistindo numa calibração específica para as condições do presente estudo. Após análise dos ajustes matemáticos dos modelos adotados, selecionou-se o melhor modelo, para cada profundidade, com base nos coeficientes de determinação (R^2).

Os valores médios da θ , ao longo do tempo e espaço em cada profundidade do solo, foram calculados a partir de medições individuais da θ_{ij} na localização i e tempo j como se segue (GAO et al., 2015):

$$\bar{\theta}_j = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \theta_{ij} \quad (4)$$

$$\bar{\theta}_i = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N \theta_{ij} \quad (5)$$

M é o número de meses (22) e N é o número de pontos de monitoramento (32).

Com o objetivo de analisar o comportamento dos dados e auxiliar no planejamento de outras análises estatísticas, inicialmente, foi realizada uma análise exploratória dos dados com aplicação de técnicas da estatística descritiva (MOREIRA et al., 2014). Neste caso, foram feitas análises descritivas considerando os parâmetros que definem as principais características de um conjunto de dados. De acordo com Libardi et al. (1996), estes parâmetros estatísticos estão sujeitos a perturbações por valores atípicos, sendo sugerido o uso de técnicas complementares para a verificação da adequação das medidas anteriores, por meio da identificação dos pontos discrepantes e descrição espacial do comportamento das variáveis que formam o conjunto de dados. Desse modo, o limite crítico para identificar os pontos discrepantes obedeceu às recomendações de Moreira et al. (2014) e foi definido a partir da dispersão interquartil.

A distribuição dos dados quanto à sua normalidade foi feita, com base no teste de Shapiro-Wilk (W), a 5% de significância ($\alpha = 0,05$) e na análise visual do gráfico Box-plot. Além disso, foram utilizados o desvio padrão (SD) e o coeficiente de variação (CV) da θ , ao longo do tempo (DP_j e CV_j) e do espaço (DP_i e CV_i), para representar a variabilidade temporal e espacial da θ , respectivamente. A análise de similaridade da $(\theta)_{ij}$ entre as diferentes profundidades do perfil foi avaliada com base no índice de concordância (d) de Willmott (WILMOTT; CKLESON; DAVIS, 1985), dado pela equação:

$$d = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \hat{y}_i)^2}{\sum_{i=1}^n (|y_i - \bar{y}_i| + |\hat{y}_i - \bar{y}_i|)^2} \quad (6)$$

Em que y_i é a θ observada na profundidade z , \hat{y}_i é a θ observada na profundidade subsequente ($z+1$), \bar{y}_i é a θ média observada na profundidade z e n é o número de observações. Os valores de d variam de zero para nenhuma concordância, a 1, para uma concordância perfeita (FONTES JUNIOR et al., 2012).

2.3.2 Estabilidade temporal de θ

Foram aplicadas três técnicas da estatística não paramétrica para avaliar a estabilidade temporal da umidade, sendo: inicialmente, foi realizada uma análise da diferença relativa, que verificou as diferenças (Δ_{ij}) entre os valores de (θ) observados individualmente no tempo e espaço (θ_{ij}) e a média dos mesmos observados em cada leitura (θ_j). Posteriormente, foi utilizado o indicador de estabilidade temporal (TSI_{ij}), proposto por Minet et al. (2013) e adaptado do trabalho de Jacobs et al. (2004), que inclui um viés de precisão métrica da umidade uma vez que se verifica o erro quadrático médio (RMSE_{ij}) das diferenças relativas. Finalmente, foi utilizado o teste não paramétrico de Spearman, que é recomendado para indicar a semelhança ou estabilidade da distribuição espacial da umidade de muitos locais, em momentos diferentes (GAO et al., 2015) ou o grau de concordância da variabilidade espacial obtida em diferentes tempos (VACHAUD et al., 1985).

A técnica das diferenças relativas, que permite verificar a estabilidade relacionada ao tempo da variabilidade espacial dos processos, também, foi aplicada na identificação de pontos nas profundidades de interesse, para o monitoramento contínuo com boa precisão e reduzido esforço amostral, uma vez

que esta técnica caracteriza o grau de estabilidade temporal em apenas uma posição (GAO et al., 2015). As diferenças relativas médias (δ_{ij}), expressas em termos percentuais, associadas ao respectivo desvio padrão ($\sigma_{\delta_{ij}}$) e ordenadas em ordem crescente (AVILA et al., 2011), permite detectar posições que representam a média da umidade nas profundidades, com determinado nível de confiabilidade. As diferenças relativas médias e seus respectivos desvios padrão podem ser calculados pelas expressões (BROCCA et al., 2009):

$$\delta_{ij} = \frac{\Delta_{ij}}{\bar{\theta}_j} \quad (7)$$

$$\Delta_{ij} = \theta_{ij} - \bar{\theta}_j \quad (8)$$

$$\bar{\delta}_i = \frac{1}{M} \sum_{j=1}^M \delta_{ij} \quad (9)$$

$$\sigma_{(\delta_i)} = \left[\frac{(\delta_{ij} - \bar{\delta}_i)^2}{M - 1} \right]^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

Sendo δ_{ij} a diferença relativa média na posição i no tempo j ; Δ_{ij} é a diferença entre as umidades do solo observados individualmente e a média das mesmas no tempo j ; θ_{ij} é a umidade do solo na posição i e no tempo j ; $\bar{\theta}_j$ é a média da umidade do solo de todas as posições no tempo j ; $\bar{\delta}_i$ é a diferença relativa média na posição i , e σ_{δ_i} é o desvio padrão das diferenças relativas. De acordo com Vachaud et al. (1985), uma pequena variação, ao longo do tempo, ou um valor constante, para cada posição i , é indicativo de estabilidade temporal.

O indicador de estabilidade temporal (TSI_{ij}) (MINET et al., 2013), que verifica o erro quadrático médio (RMSE) (JACOBS et al., 2004) das diferenças relativas médias, fornece uma métrica única para identificar a melhor posição para o monitoramento de θ . Usando o TSI_{ij} de forma ordenada para cada posição de amostragem, o ponto com a maior estabilidade temporal é identificado como aquele com o menor TSI_{ij} . Este indicador pode ser obtido por meio da equação 11 (MINET et al., 2013).

$$TSI_{ij} = \left(\bar{\delta}_{ij}^2 + \sigma_{(\delta_{ij})}^2 \right)^{1/2} \quad (11)$$

TSI_{ij} é o indicador de estabilidade temporal na posição i e tempo j .

Para identificar os pontos mais representativos da umidade nas profundidades, consideradas durante o período de monitoramento, as diferenças relativas médias com seus respectivos desvios padrão e TSI de cada ponto foram plotados para cada profundidade considerada. Valores próximos de zero da diferença relativa média indicam maior estabilidade temporal do processo, um menor desvio padrão representa menor variabilidade ou dispersão da umidade em torno da média (ÁVILA et al., 2011), enquanto menores valores de TSI indicam menores erros associados à estabilidade temporal e dispersão da umidade e, conseqüentemente, maior confiabilidade dos valores obtidos no ponto escolhido. Portanto, o ponto a ser selecionado como representativo para cada profundidade será aquele que apresente, simultaneamente, valores próximos de zero da diferença relativa média, menor desvio padrão e menor TSI (MINETT et al., 2013; VACHAUD et al., 1985).

Uma das grandes dificuldades da seleção de pontos representativos da umidade em ambientes florestais são as tendências temporais que podem ocorrer nas séries históricas. Este fenômeno pode ser ocasionado por interferências de

ordem natural, como a sazonalidade das condições climáticas, que interferem, diretamente, no regime pluviométrico das regiões e, conseqüentemente, nas características vegetativas das florestas, bem como por interferências de ordem antrópica, ocasionadas por mudanças no uso do solo oriundas do tipo de manejo empregado, que interferem nas propriedades físico-hídricas do solo. Em ambas as situações podem ocorrer alterações na estacionaridade da série histórica da umidade.

Neste sentido, com o intuito de analisar a existência de tendências temporais em pontos específicos da série histórica dos dados de umidade, foi aplicado o teste não paramétrico de correlação de pontos de Spearman (r_s), que determina se a ordem de classificação da posição i persisti durante o período do estudo j . Logo, este teste (r_s) permitiu avaliar o grau de correlação da variável espacial θ nos diferentes tempos de amostragem. Um valor de r_s igual à unidade corresponde a posições idênticas, em todos os pontos de medição, ou seja, estabilidade perfeita entre dois tempos. Neste sentido, quanto mais próximo de 1 for r_s , mais estável será o processo (VACHAUD et al., 1985). Considerando um nível de significância de 5% ($\alpha=0,05$), pela Tabela proposta por Barbetta (2010), se $r_s > 0,35$, para $n=32$, existe estabilidade temporal entre duas datas. O coeficiente de correlação de Spearman (r_s) será determinado pela equação 12 (GAO et al., 2015):

$$r_s = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^N (R_{ij} - R_{ij'})^2}{N(N^2 - 1)} \quad (12)$$

R_{ij} é a classificação da variável θ_{ij} observada na posição i no tempo j , enquanto $R_{ij'}$ é a classificação da mesma variável no mesmo local i , mas no tempo j' (GAO et al., 2015) e N corresponde ao número de dados da série.

A estatística (T) do teste de Spearman é obtida por meio das equações 13

e 14:

$$\text{var}(r_s) = \frac{1}{N - 1} \quad (13)$$

$$T = \frac{r_s}{\sqrt{\text{var}(r_s)}} \quad (14)$$

Em que $\text{var}(r_s)$ é a variância do coeficiente de correlação de Spearman, r_s é o coeficiente de correlação de Spearman e N é o tamanho da série de dados. Considerando um nível de significância de 5% ($\alpha=0,05$), pela Tabela de Z, obtém-se $Z_{0,975}=1,96$. Assim, se $|T| > Z_{1-(\alpha/2)}$, rejeita-se a hipótese H_0 de que as observações não apresentam tendência temporal.

2.4 Análise dos índices de representação da paisagem

Um Modelo Digital de Elevação (MDE) foi gerado utilizando-se a opção “Topo To Raster” do ArcGIS Desktop 10.1. De posse do MDE, com curvas de nível com equidistância vertical de 1,0 m, foi realizada a extração dos índices de representação da paisagem ou parâmetros de análise do terreno (PRATES; SOUZA; OLIVEIRA JUNIOR, 2012), usando a extensão ArcSIE (Soil Inference Engine) do ArcGIS versão 10.1.002 (SHI, 2015). Os índices levados em consideração foram os seguintes:

1. “Slope”, que se refere à inclinação da superfície do terreno em relação à inclinação horizontal (CÂMARA et al., 1996), ou seja, é o gradiente de altitude.
2. “Plan Curvature”, que representa a taxa de variação da declividade ao longo das curvas de nível e mede a propensão da

água convergir ou divergir sempre que atravessa o terreno. Valores positivos correspondem a terrenos divergentes, negativos a terrenos convergentes e nulos a terrenos planares (VALERIANO, 2008).

3. “Profile Curvature”, que representa a taxa de variação do aspecto ao longo da curva de nível e caracteriza mudanças na velocidade do fluxo da água e processos relacionados ao transporte de sedimentos. Os valores positivos devem corresponder a terrenos convexos, valores negativos a terrenos côncavos e valores nulos a terrenos retilíneos (VALERIANO, 2008).
4. “Topographic Wetness Index (TWI)” caracteriza as zonas de saturação de água superficial e a (θ) (PEI et al., 2010). O TWI é determinado pela expressão: $(\ln(a/\tan b))$, em que a é a proporção da área de curva ascendente e b , os declives locais. De acordo com Lin et al. (2006), para solos bem drenados, o índice varia entre 4 e 5; em solos moderadamente drenados, a variação ocorre entre 5 e 7 e no caso de solos mal drenados, os índices oscilam entre 7 e 12. Essas condições de umidade, também, estão associadas à espessura dos solos, ao grau estrutural e à permeabilidade.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Análise exploratória de dados

Inicialmente foi realizada uma análise exploratória dos dados de (θ) obtidos, durante o período de análise (Junho/2013 – Março/2015), a fim de verificar e remover valores atípicos para cada profundidade. Após a eliminação

destes valores, detectados pelos gráficos Box-plot (Figura 2), as novas séries históricas de θ foram utilizadas para as demais etapas do estudo.

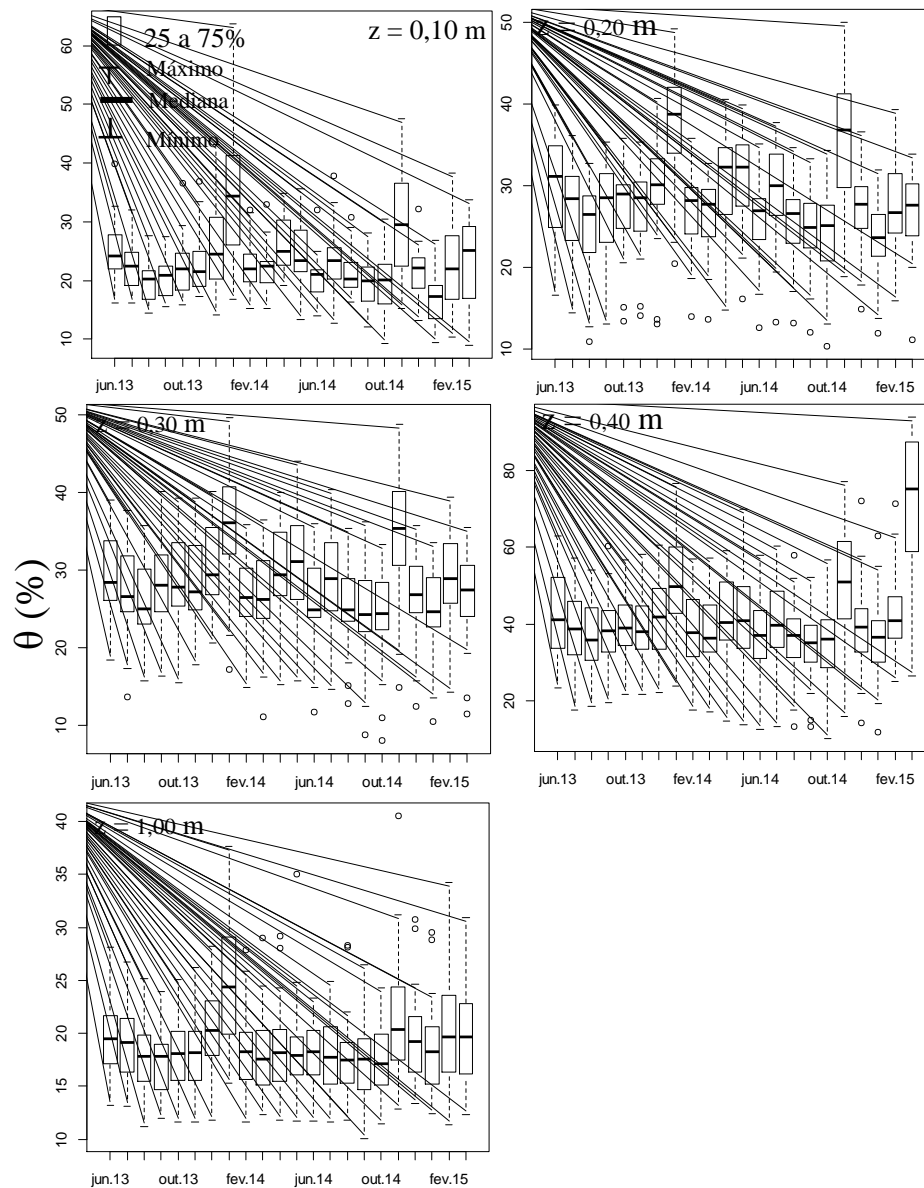


Figura 2 Box-plot dos dados de θ para todas as profundidades estudadas

Ao todo foram encontrados 64 valores considerados atípicos para as séries estudadas e a distribuição destes valores se deu de forma bastante uniforme no perfil do solo, principalmente, nas profundidades abaixo de 0,3m (Tabela 1). A profundidade de 0,10 m apresentou o menor número de dados extremos, sendo todos detectados acima do quartil 75%. Esta mesma característica foi encontrada a 1,0 m de profundidade.

Nas profundidades de 0,2 e 0,3m, os valores extremos foram identificados apenas abaixo do quartil 25%, enquanto na profundidade de 0,40 m, os outliers foram encontrados tanto abaixo do quartil 25% (5) quanto acima do quartil 75% (5). Em todas as profundidades, os valores atípicos predominaram nos períodos chuvosos de junho/2013 a março/2015, principalmente, na profundidade de 0,40m e dos 10 valores extremos encontrados, 8 se concentraram neste período.

Assim, após a remoção dos valores atípicos, de acordo com o teste de Shapiro-Wilk e pela regra de decisão do teste, pode-se afirmar com nível de significância de 5% ($\alpha = 0,05$) que θ nas diferentes profundidades provém de uma população normal.

Tabela 1 Estatísticas da análise exploratória das séries históricas

Teste de Shapiro-wilk			
Profundidade (m)	W _{calc.}	p-valor	N° de Outliers
0,10	0,9345	$2,2e^{-16}$	9 ^{Q75%}
0,20	0,9884	$2,941e^{-5}$	19 ^{Q25%}
0,30	0,9930	$2,209e^{-3}$	14 ^{Q25%}
0,40	0,9513	$1,76e^{-14}$	5 ^{Q25%} , 5 ^{Q75%}
1,00	0,9549	$7,407e^{-14}$	12 ^{Q75%}

W_{tabelado} = 0,930 para N = 32. ^{Q75%} = extremos máximos, ^{Q25%} = extremos mínimos.

3.2 Comportamento das medidas de dispersão de θ no perfil

Na Figura 3 estão apresentadas as variações do coeficiente de variação (CV) e desvio padrão (DP) da umidade do solo no perfil no tempo (CV_j e DP_j) e

espaço (CVi e DPi), medido de forma ininterrupta, durante os 22 meses de monitoramento, nos 32 pontos amostrais. Observa-se menor variabilidade temporal da (θ) em relação à variabilidade espacial, representado pelos menores valores de CVj e DPj para as 5 profundidades estudadas. Esta maior variabilidade no espaço do que no tempo está condicionada à variabilidade espacial da interceptação de água pelo dossel. Isto ocorre porque o dossel apresenta dependência das características de fenologia foliar da floresta a qual afeta diretamente o IAF. Conseqüentemente, a ocorrência de precipitação efetiva que alimenta a umidade do solo, também, é afetada (Figura 4). Outra análise importante é que tanto a variabilidade temporal quanto a espacial diminuem com o aumento da profundidade do solo, contudo, não foi possível identificar uma profundidade a partir da qual tanto a estabilidade temporal quanto a espacial tenham ocorrido.

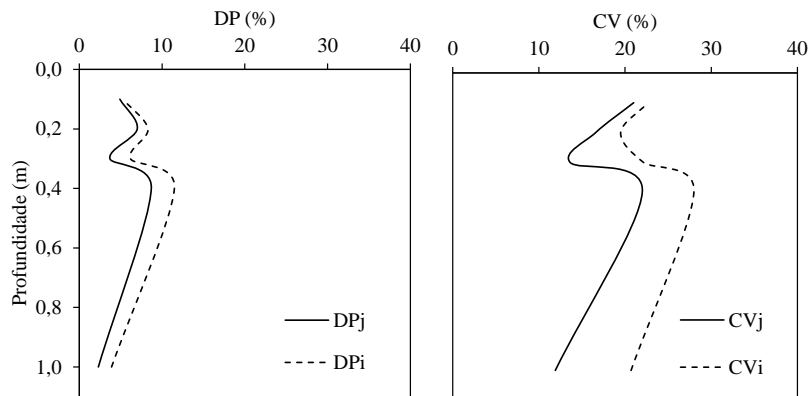


Figura 3 Variações do coeficiente de variação e desvio padrão da (θ) no perfil do solo no tempo (CVj e DPj) e no espaço (CVi e DPi)

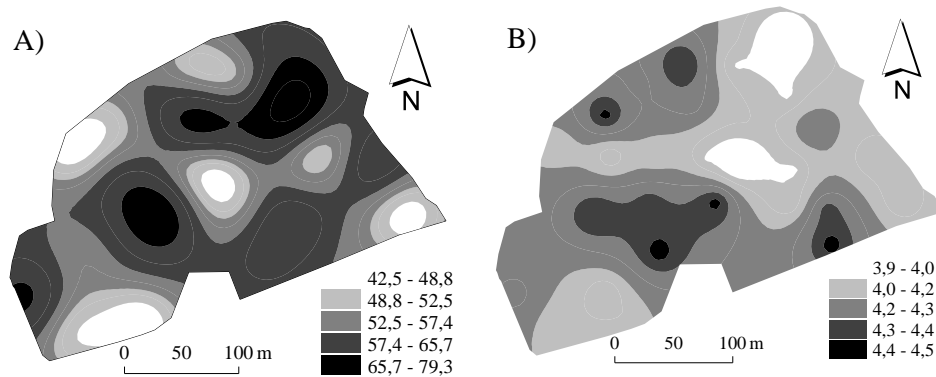


Figura 4 Valores da P_{ef} (A) média mensal (mm) e do IAF (B) médio mensal (m^2m^{-2}) durante o período de monitoramento observado

De acordo com Gao et al. (2015), a estabilidade temporal e espacial da (θ) no perfil do solo apresenta-se estável, a partir de 1,6 m de profundidade, entretanto as características físicas do solo estudado por estes pesquisadores (argila: 19%; silte 49%; 32% de areia), bem como seu uso, são distintas do solo da FESM.

Dentro do perfil do solo 0-1,0 m, podem-se identificar diferentes padrões de mudanças do CV e DP com os desvios apresentando-se maiores nas profundidades de 0,2 e 0,4 m e o CV sendo maior para $z = 0,40$ m. Segundo Kamgar et al. (1993), as camadas superiores do solo sofrem os efeitos da vegetação e do clima mais fortemente que os pontos mais profundos do perfil. Para $z = 0,20$ m o comportamento do DP pode estar associado ao teor de matéria orgânica, presente nas camadas superficiais do solo, que por influência da deposição e acúmulo de serapilheira na superfície do solo, sobretudo em áreas de concentração de espécies subcaducifólias, promove melhores condições de infiltração de água nestes pontos, o que favorece a maior variabilidade dos dados, nesta profundidade, como pode ser observado no gráfico Box-plot para $z = 0,20$ m (Figura 2). Com relação ao CV_i e CV_j para $z = 0,40$ m, foram influenciados pela alta (θ) média observada nesta profundidade (Figura 2 para $z = 0,40$) e, principalmente, pelos elevados valores do DP em relação às demais

profundidades, apresentando-se com os valores máximos calculados, sobretudo espacialmente.

Os grupos fenológicos, também, exercem influência para $z = 0,40$ m. Neste caso, o aumento do DP é reflexo da alta concentração dos sistemas radiculares nesta profundidade e da diferença entre as taxas transpirativas das espécies vegetais em cada ponto de monitoramento. Nesta profundidade do solo, os desvios padrão foram máximos, tanto no tempo quanto no espaço, com valores de CV seguindo a mesma tendência.

Na Figura 5, apresentam-se as variações das medidas de dispersão relativas no perfil do solo determinadas em períodos hidrológicamente semelhantes, considerando os meses caracterizados como chuvosos e secos para a região de estudo. De maneira geral, percebe-se boa similaridade nas medidas, em relação ao que foi apresentado pela Figura 3 (período total), para as 5 profundidades do solo, com menores variações das medidas temporais em relação às medidas espaciais. A única exceção foi o período úmido 2014/2015, que apresentou um comportamento diferenciado das medidas de dispersão temporais para a profundidade de 0,40 m.

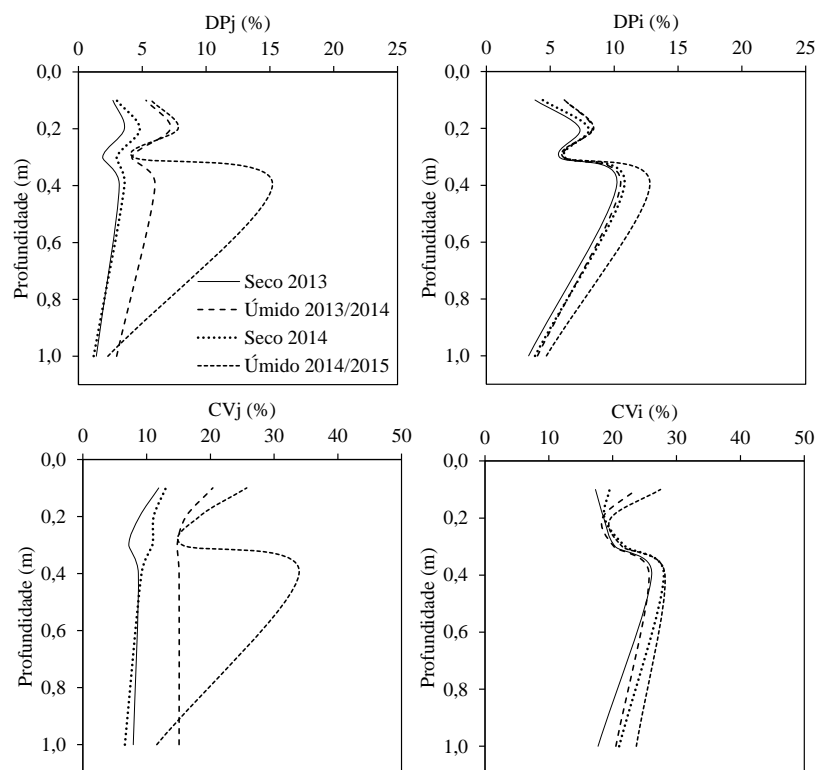


Figura 5 Medidas de dispersão relativas (CV e DP) em períodos hidrológicamente semelhantes (secos e úmidos) avaliadas no tempo (i) e no espaço (j)

De acordo com Grayson et al. (1997), o clima na área de estudo, fatores topográficos locais, tipo e distribuição da vegetação, além das propriedades do solo podem influenciar fortemente a redistribuição temporal da umidade do solo e suas medidas de dispersão. No presente estudo, a variação acentuada do DPj e CVj, no período chuvoso de 2014 e 2015, pode ser explicada pela grande variação da precipitação efetiva registrada, que apresentou valores de apenas 45 mm para out/2014 e 62 mm para jan/2015, enquanto os meses de dez/2014 e fev/2015 apresentaram precipitação efetiva de 197 e 212 mm, respectivamente, acompanhados, ainda, por 173 mm para nov/2014 e 155 mm para mar/2015. Entretanto, na profundidade de 0,10 m, que é mais fortemente influenciada pelo

processo evaporativo e, na profundidade de 1,0 m, apresentaram menores variações temporais que a profundidade de 0,40 m, inclusive, nos períodos chuvosos.

3.3 Relação de θ entre as profundidades monitoradas

Na Tabela 2 é apresentada uma matriz de correlação das estatísticas do índice de concordância de Willmott (d) entre os valores da θ_i nas profundidades de solo monitoradas na FESM. Observa-se que a série de dados da umidade observada para $z = 0,20$ m apresenta baixa concordância com todas as demais profundidades, o que pode ser explicado pela variação na deposição de resíduos vegetais (folhas, galhos, caules frutos, flores e sementes) e animais, na superfície do solo da floresta, propiciando a formação de uma espessa camada de serapilheira, em locais específicos da ocorrência de espécies subcaducifólios da FESM, afetando o comportamento de parâmetros físico-hídricos associados ao movimento de água da superfície para o interior do solo. Como o processo de infiltração de água no solo é fortemente regido pelas características de permeabilidade do solo, a condutividade hidráulica do solo saturado em sua superfície influencia todo o comportamento hidrológico no perfil. Neste contexto, é apresentada, na Figura 6, a distribuição espacial da condutividade hidráulica do solo saturado determinada para a profundidade de 0,20 m. Pela análise desta figura, pode-se observar uma considerável variação da condutividade hidráulica do solo saturado, nos pontos de monitoramento, com valores variando de 0,8 até 41,8 cmh^{-1} . Além disso, existe uma oferta maior de água pela precipitação efetiva, nestes locais, propiciada pelo menor percentual interceptado pelo dossel, o que confere para esta profundidade uma variabilidade espacial da umidade mais evidente que nas demais.

A correlação entre as outras profundidades do solo apresenta boa

concordância, com destaque para a profundidade de 0,30 m, que apresentou índice de 0,93 para $z = 0,10$ m e 0,77 na profundidade máxima avaliada. A profundidade de 0,40 m apresentou uma concordância razoável com as demais profundidades ($\approx 0,50$). Como descrito anteriormente, os grupos fenológicos que compõem a FESM exercem influência direta nesta profundidade pela alta concentração de raízes e consequente absorção de água que depende de fatores relacionados ao comportamento ecofisiológico das espécies.

Tabela 2 Matriz de correlação da umidade entre as profundidades do solo na FESM

Índice de concordância (d) de Willmott					
Profundidades (m)	0,1	0,2	0,3	0,4	1,0
0,10	1,00				
0,20	0,15	1,00			
0,30	0,93	0,13	1,00		
0,40	0,49	0,25	0,45	1,00	
1,00	0,77	0,18	0,77	0,54	1,00

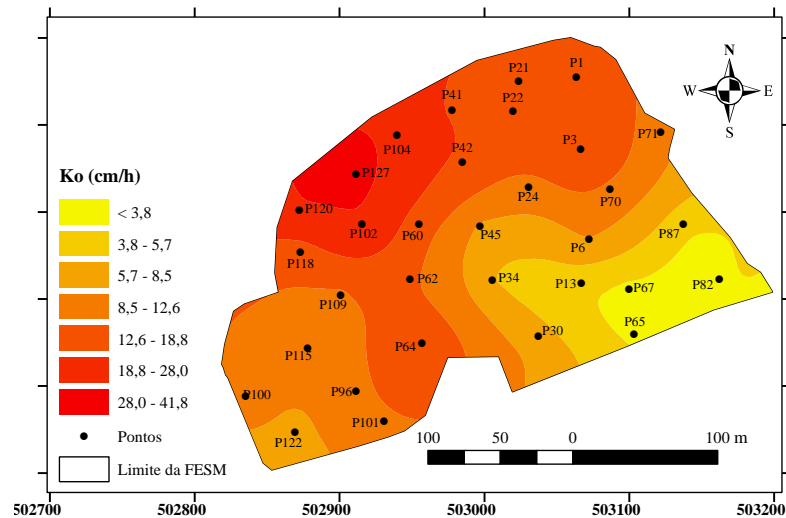


Figura 6 Distribuição espacial da k_0 para a profundidade de 0,20 m do perfil do solo na FESM

3.4 Comportamento da estabilidade temporal da θ no perfil do solo

Na Figura 7 é possível observar o comportamento dos indicadores de estabilidade temporal da umidade no perfil do solo da FESM, determinado com base nos 22 meses de monitoramento da umidade do solo. A média aritmética do desvio padrão das diferenças relativas (Figura 7 (a)) tendeu a uma diminuição com o aumento da profundidade em todo o perfil do solo, variando de 13,3% ($z = 0,10$ m) a 7,1% ($z = 0,30$ m), seguida de um ligeiro aumento para 9,3% (0,40 m) e, novamente, reduzindo para um valor de 8,5% para $z = 1,0$ m no perfil de solo. Os resultados observados entre as profundidades $z = 0,1$ e $z = 0,3$ m permitem inferir que a estabilidade temporal melhorou com o aumento da profundidade do solo nesta camada ($z = 0,1$ a $0,3$ m). Entretanto, estes resultados relativamente próximos do σ_{δ_1} entre todas as profundidades, permitem assumir que existe estabilidade temporal em profundidade, uma vez que o σ_{δ_1} manteve-se com um valor médio de 9,3% para todo o perfil do solo. Contudo, para a tomada de decisão no monitoramento contínuo da umidade em apenas um ponto, a análise do TSI deve ser considerada.

Quando se observa a Figura 7 (b), percebe-se uma continuidade da estabilidade temporal entre a superfície do solo e suas profundidades subsequentes, com valores de TSI diminuindo entre $z = 0,1$ e $z = 0,2$ m e mantendo-se, praticamente, estável entre 0,2 e 0,3 m, variando de 20,9% (0,10 m) a 17,5% (0,30 m), seguida de um pequeno aumento para 22,7% (0,40 m) e terminando com uma redução para 18,0% na profundidade máxima considerada. As alterações nos indicadores de estabilidade temporal com a profundidade do solo mostram que o padrão temporal da distribuição espacial da umidade tende a manter-se, relativamente, constante no perfil observado, contudo, há uma variação considerável no TSI na profundidade intermediária (0,40 m), bem como na superfície do solo (0,10 m). Nesta perspectiva, pode-se observar que a FESM

proporciona efeitos diversos sobre a (θ), sobretudo nas profundidades mencionadas anteriormente. De acordo com Zhu e Lin (2011), a variabilidade da umidade do solo nas profundidades de 0,1 a 0,4 m estão mais relacionadas com o estágio de desenvolvimento das culturas e com seu consumo de água, enquanto a variabilidade da umidade em maiores profundidades (0,8 m) mostra relações mais significativas com os atributos do solo. Contudo, estes pesquisadores estudaram as influências apenas de culturas anuais na variação da umidade do solo e não de ecossistemas naturais como o caso da FESM.

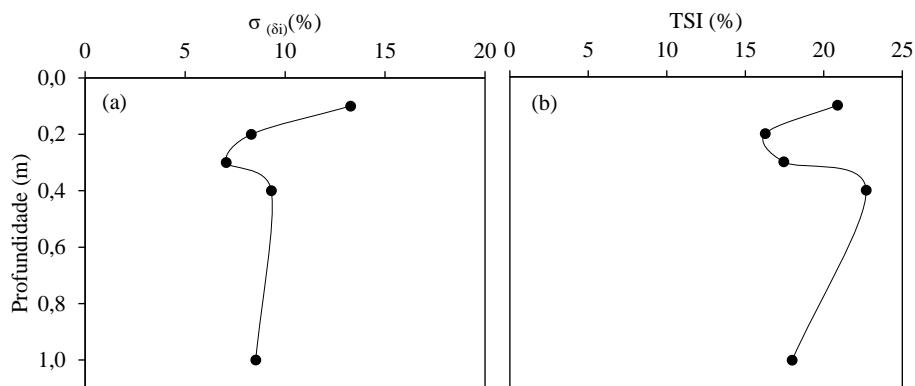


Figura 7 Distribuição dos indicadores de estabilidade temporal da θ da FESM para todo o período considerado

Na Tabela 3 são apresentadas as estatísticas (T) do teste de Spearman, para as profundidades consideradas no perfil do solo da FESM, ao longo dos 22 meses de monitoramento.

Considerando o nível de significância de 5%, observa-se que as séries de dados da umidade para as profundidades de 0,3, 0,4 e 1,0 m não apresentaram significância pelo Teste de Spearman ($T < Z_{0,975}$), ou seja, nestas profundidades deve-se aceitar a hipótese H_0 de que os valores da umidade não apresentam tendência temporal.

Tabela 3 Estatísticas do teste de Spearman (T) em diferentes datas de amostragem e profundidades de interesse no perfil do solo na FESM

Mês	Profundidade (m)				
	0,1	0,2	0,3	0,4	1,0
jun/13	0,45 ^{ns}	0,66 ^{ns}	0,18 ^{ns}	0,02 ^{ns}	0,11 ^{ns}
jul/13	0,86 ^{ns}	0,88 ^{ns}	0,48 ^{ns}	-0,02 ^{ns}	-0,48 ^{ns}
ago/13	1,56 ^{ns}	1,62 ^{ns}	0,53 ^{ns}	-0,17 ^{ns}	-1,53 ^{ns}
set/13	0,89 ^{ns}	1,70 ^{ns}	0,46 ^{ns}	-0,53 ^{ns}	-1,13 ^{ns}
out/13	0,39 ^{ns}	1,50 ^{ns}	0,29 ^{ns}	-0,23 ^{ns}	-0,41 ^{ns}
nov/13	0,49 ^{ns}	1,73 ^{ns}	1,08 ^{ns}	-0,57 ^{ns}	-0,45 ^{ns}
dez/13	1,07 ^{ns}	1,47 ^{ns}	0,13 ^{ns}	0,17 ^{ns}	-0,48 ^{ns}
jan/14	1,11 ^{ns}	1,65 ^{ns}	-0,09 ^{ns}	-0,60 ^{ns}	-1,08 ^{ns}
fev/14	1,57 ^{ns}	1,36 ^{ns}	0,22 ^{ns}	-0,34 ^{ns}	-1,36 ^{ns}
mar/14	2,00*	1,74 ^{ns}	0,76 ^{ns}	0,08 ^{ns}	-1,24 ^{ns}
abr/14	1,60 ^{ns}	1,32 ^{ns}	-0,21 ^{ns}	-0,15 ^{ns}	-0,62 ^{ns}
mai/14	1,62 ^{ns}	1,31 ^{ns}	0,42 ^{ns}	-0,65 ^{ns}	-1,55 ^{ns}
jun/14	1,97*	1,89 ^{ns}	0,35 ^{ns}	-0,17 ^{ns}	-1,39 ^{ns}
jul/14	0,75 ^{ns}	1,49 ^{ns}	0,21 ^{ns}	-0,10 ^{ns}	-1,33 ^{ns}
ago/14	1,97*	0,94 ^{ns}	-0,84 ^{ns}	0,04 ^{ns}	-1,43 ^{ns}
set/14	0,75 ^{ns}	0,30 ^{ns}	-0,32 ^{ns}	-0,48 ^{ns}	-1,00 ^{ns}
out/14	1,42 ^{ns}	1,45 ^{ns}	-0,44 ^{ns}	-0,89 ^{ns}	-1,37 ^{ns}
nov/14	0,23 ^{ns}	1,11 ^{ns}	0,12 ^{ns}	-0,85 ^{ns}	-0,66 ^{ns}
dez/14	1,05 ^{ns}	1,12 ^{ns}	0,49 ^{ns}	-1,44 ^{ns}	-1,49 ^{ns}
jan/15	-1,16 ^{ns}	2,47*	0,72 ^{ns}	-1,50 ^{ns}	-1,56 ^{ns}
fev/15	2,79*	1,36 ^{ns}	0,94 ^{ns}	-0,34 ^{ns}	-1,02 ^{ns}
mar/15	2,77*	1,36 ^{ns}	1,05 ^{ns}	-1,24 ^{ns}	-1,56 ^{ns}

^{ns} não significativo; * significativo a 5% de probabilidade

A profundidade de 0,2 m apresentou apenas um evento com significância estatística do teste (jan/15), ou seja, a este nível de probabilidade, deve-se rejeitar

a hipótese H_0 , uma vez que a (θ) , neste mês, apresenta tendência temporal nesta profundidade. Na superfície do solo (0,10 m) foi constatada a maior quantidade de eventos nos quais a hipótese de nulidade pode ser rejeitada, sendo em 5 dos 22 meses avaliados, ou seja, com a (θ) apresentando tendência temporal nos meses de março, junho e agosto de 2014, e fevereiro e março de 2015.

De acordo com estes resultados, pode-se perceber que à medida que se aproxima da superfície, a umidade do solo tende a apresentar-se com tendência temporal, sobretudo nos meses considerados chuvosos. Esta característica temporal foi observada por Ávila et al. (2011), em ambientes montanhosos sob domínio de mata atlântica, onde estes pesquisadores relataram que a umidade do solo apresentou tendência temporal para a profundidade de 0,2 m, nos meses de outubro, novembro e dezembro para a referida região, contudo avaliaram a estabilidade temporal apenas para a superfície do solo (0-0,20 m).

Os coeficientes de correlação de Spearman (r_s), calculados para as diferentes profundidades do solo na FESM, com as médias espaciais das lâminas de precipitação efetiva acumulada (mm) entre as leituras da umidade para cada período considerado, estão apresentados na Tabela 4. Inicialmente pode-se observar que, na grande maioria dos períodos analisados, os coeficientes de correlação (r_s) para (θ) foram baixos ($< 0,35$) e não significativos a 5%, com poucas exceções em 2014 (março, junho e agosto) e 2015 (fevereiro e março) para a profundidade de 0,10 m, além do mês de janeiro de 2015 para 0,20 m, o qual apresentou $r_s > 0,35$, ou seja, apresentou estabilidade temporal, acompanhando os resultados obtidos pela estatística T de Spearman.

Tabela 4 Coeficiente de correlação de Spearman (r_s) nas profundidades (z) de interesse e lâmina de P_{ef} acumulada (mm) durante os respectivos meses de monitoramento da umidade na FESM

Mês	P_{ef} (mm)	Profundidade (m)				
		0,1	0,2	0,3	0,4	1,0
jun/13	14,9	0,081	0,119	0,033	0,004	0,019
jul/13	7,4	0,154	0,158	0,087	-0,003	-0,087
ago/13	0,0	0,280	0,292	0,095	-0,031	-0,275
set/13	50,2	0,161	0,305	0,082	-0,093	-0,202
out/13	74,9	0,070	0,270	0,053	-0,041	-0,074
nov/13	170,4	0,088	0,311	0,194	-0,103	-0,081
dez/13	138,7	0,191	0,264	0,023	0,030	-0,087
jan/14	212,6	0,199	0,295	-0,016	-0,107	-0,194
fev/14	22,1	0,282	0,244	0,040	-0,062	-0,244
mar/14	58,1	0,359	0,313	0,137	0,014	-0,222
abr/14	107,9	0,288	0,237	-0,037	-0,027	-0,111
mai/14	17,7	0,291	0,235	0,076	-0,115	-0,277
jun/14	2,0	0,353	0,340	0,063	-0,030	-0,25
jul/14	39,1	0,134	0,267	0,037	-0,019	-0,239
ago/14	4,5	0,353	0,169	-0,152	0,008	-0,257
set/14	19,4	0,134	0,054	-0,058	-0,086	-0,179
out/14	45,4	0,255	0,260	-0,078	-0,160	-0,245
nov/14	172,9	0,041	0,199	0,021	-0,152	-0,119
dez/14	197,4	0,188	0,201	0,088	-0,258	-0,268
jan/15	62,4	0,208	0,443	0,129	-0,270	-0,280
fev/15	211,6	0,501	0,243	0,169	-0,062	-0,183
mar/15	154,9	0,497	0,243	0,188	-0,222	-0,280

De maneira geral, percebe-se que houve uma variação significativa dos valores de r_s em relação ao tempo, nas cinco profundidades monitoradas, com

ocorrência dos maiores valores na superfície do solo, indicando maior estabilidade do processo nessa posição do perfil (Figura 8b) e menor estabilidade nas posições mais profundas, onde podem ser verificados valores baixos de r_s e, na maioria dos casos, negativos, indicando baixa correlação da umidade na escala temporal, sobretudo em profundidades de $z \geq 0,40$ m. Este comportamento indica que a estabilidade temporal da umidade na FESM depende, entre outros fatores, dos atributos físico-hídricos do solo em cada profundidade, bem como de sua estrutura. Não obstante, a cobertura do dossel, também, exerce influência na estabilidade da umidade, neste caso, mais fortemente nas profundidades de $z \leq 0,2$ m. Gómez-Plaza, Alvarez-Rogel e Albaladejo (2000), estudando os fatores que controlam a estabilidade temporal da umidade, relataram que as alterações naturais na cobertura vegetal influenciam no padrão de estabilidade temporal, sendo esta característica típica de florestas semidecíduas como a FESM.

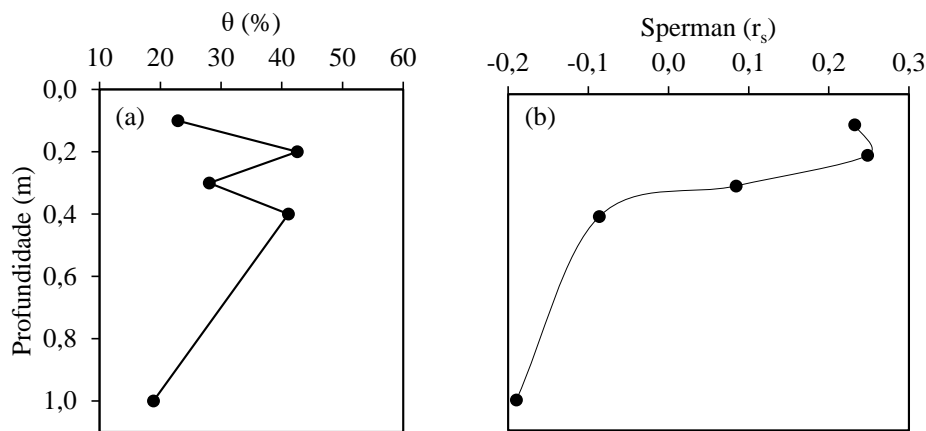


Figura 8 Distribuição da umidade média do solo ($\bar{\theta}_{ji}$) e do coeficiente de correlação médio de Spearman (\bar{r}_s) no perfil do solo na FESM para todo o período de análise

Este comportamento pode ser atribuído às propriedades específicas desta profundidade do solo, como a estrutura granular típica dos Latossolos Vermelhos

e o maior conteúdo de matéria orgânica, além da cobertura superficial do solo pela serapilheira que torna o ambiente mais estável e conserva a umidade do solo com menores oscilações pontuais ao longo do ano, sobretudo nos períodos úmidos.

Por outro lado, nas maiores profundidades, o padrão da umidade do solo pode ser afetado pela deficiência hídrica durante o inverno na região, exercendo influência na θ pela transpiração das plantas (AVILA et al., 2011). De acordo com Kamgar et al. (1993), os tipos de vegetação e clima são os fatores que propiciam os maiores efeitos na θ no perfil do solo.

Portanto, a variação negativa do coeficiente de correlação de Spearman nas maiores profundidades é resultado de fatores locais, incluindo o tipo de formação florestal e sua distribuição, e as propriedades do solo (GRAYSON et al., 1997). Com base nestes aspectos, duas explicações possíveis podem ser propostas para a estabilidade temporal decrescente dentro do perfil de solo 0-1,0 m. Em primeiro lugar, vegetação e clima, fatores que têm maiores efeitos sobre camadas superiores do solo do que sobre as mais profundas (KAMGAR et al., 1993). E, em segundo lugar, a estrutura do solo e sua capacidade de reter água, que, segundo Korsunskaya, Gummatov e Pachepsky (1995), é mais estável em maiores profundidades.

3.5 Posição padrão para o monitoramento de θ no perfil do solo

Na Figura 9 estão apresentadas as diferenças relativas médias (δ_{ij}), associadas aos respectivos desvios padrão ($\sigma_{(\delta_i)}$) e ao índice de estabilidade temporal (TSI), para as diferentes profundidades do solo, durante todo o período de avaliação. Pode-se observar que estas medidas se distribuem amplamente em cada posição e profundidade, revelando a ausência de qualquer tendência para a concentração de valores em qualquer direção (MOREIRA et al., 2014). Verificam-se percentuais negativos da ordem de 33% nos valores da diferença

relativa média para as profundidades de 0,1 e 1,0 m no perfil do solo, com aumento para valores próximos a 47% nas demais profundidades avaliadas. No caso dos percentuais positivos das diferenças relativas médias, percebe-se maior heterogeneidade nos valores encontrados, com percentuais variando de 27% na profundidade 0,2 m até 44% nas profundidades de 0,1, 0,4 e 1,0 m, com a profundidade de 0,3 m ficando com um percentual próximo de 33%. Estes valores são ligeiramente superiores aos que foram encontrados por Ávila et al. (2011), em ambientes de Mata Atlântica, para a profundidade de 0,2 m, com percentuais variando entre -18 e 20% em períodos chuvosos e de -6 a 22% em períodos secos. Moreira et al. (2014), estudando a estabilidade temporal da umidade em Latossolo Vermelho-Amarelo distrófico textura média, na profundidade de 0,8 m cultivado com milho, encontraram percentuais variando de -15 a 15% durante o ciclo da cultura. Com isso, pode-se verificar que o ambiente estudado (FESM em Latossolo Vermelho Distroférico típico) apresenta-se como um ambiente bastante heterogêneo em suas características hidrológicas, diferentemente, daqueles mais antropizados.

É importante destacar que os pontos em que ocorreram os maiores percentuais negativos e positivos das diferenças relativas médias variaram de posição com as profundidades estudadas. A única exceção foi o ponto 118 que apresentou o maior percentual da diferença relativa em duas profundidades (0,2 e 0,3 m), sendo, portanto, caracterizado como um local com θ acima da média observada na FESM nestas profundidades. Já o ponto 65 apresenta-se com uma característica irregular em seu perfil, uma vez que apresentou diferença positiva na superfície do solo e negativa na profundidade de 0,3 m. Neste caso, a diferença positiva na superfície do solo foi condicionada pelo alto percentual do escoamento pelo tronco registrado neste local ($E_{str\ 65} = 0,9\%$), que foi superior à média registrada para a FESM ($E_{str\ FESM} = 0,7\%$). Associa-se a isto um alto índice de área foliar neste local ($IAF_{65} = 5,0/IAF_{FESM} = 4,2$) o que propicia maior proteção contra

a incidência de radiação solar direta na superfície do solo e consequente evaporação de água da superfície do solo. Além disso, este ponto apresentou uma baixa condutividade hidráulica do solo saturado na profundidade de 0,2 m ($k_0 = 2,1 \text{ cmh}^{-1}$), em relação à média aritmética determinada para a FESM ($k_0 = 13,3 \text{ cmh}^{-1}$), o que explica as diferenças relativas médias negativas encontradas para este ponto nas profundidades subsequentes.

A amplitude das variações dos percentuais da diferença relativa média podem revelar informações importantes do ponto de vista da estabilidade espaço-temporal e quanto menor for a diferença entre estes percentuais mais estável será o processo na profundidade indicada. No perfil de solo estudado, as diferenças foram positivas para as profundidades superior ($z = 0,1 \text{ m}$) e inferior ($z = 1,0 \text{ m}$), com valores de 8,7 e 10,8%, respectivamente, e negativas para as demais profundidades, -20,5 % para $z = 0,2 \text{ m}$, -13,2% para $z = 0,3 \text{ m}$ e -4% para $z = 0,4 \text{ m}$, indicando que estas profundidades são mais sensíveis aos períodos de recessão hídrica. De acordo com Biswas e Si (2011), que estudaram a θ até 1,4 m de profundidade, ao longo de um transecto em uma paisagem acidentada em St. Denis, no Canadá, a camada de solo de 10-60 cm corresponde à zona das raízes ativas, na qual a vegetação tende a absorver a água retida no solo com taxas mais rápidas do que a realizada em outras camadas, o que pode explicar as diferenças relativas negativas nesta zona do perfil. Assim, a FESM pode proporcionar variabilidade espacial da umidade maior que a heterogeneidade da topografia do terreno (HAWLEY; JACKSON; MCCUEN, 1983) ou da textura do solo (TALLON; SI, 2004).

A análise espacial do desvio padrão e TSI pode revelar pontos discrepantes na área experimental. Observando-se o comportamento destas estatísticas, percebe-se diminuição de pontos incoerentes com os demais, bem como a magnitude dos desvios nas profundidades 0,2 m e 0,3 m, seguido de um aumento da magnitude dos desvios em três pontos situados a 0,4 m da superfície.

Por fim, verifica-se diminuição da magnitude dos desvios na profundidade máxima avaliada e que alguns pontos se diferenciaram dos demais, apresentando desvio padrão e TSI, ambos elevados, com destaque para os pontos 3, 65, 67 e 71.

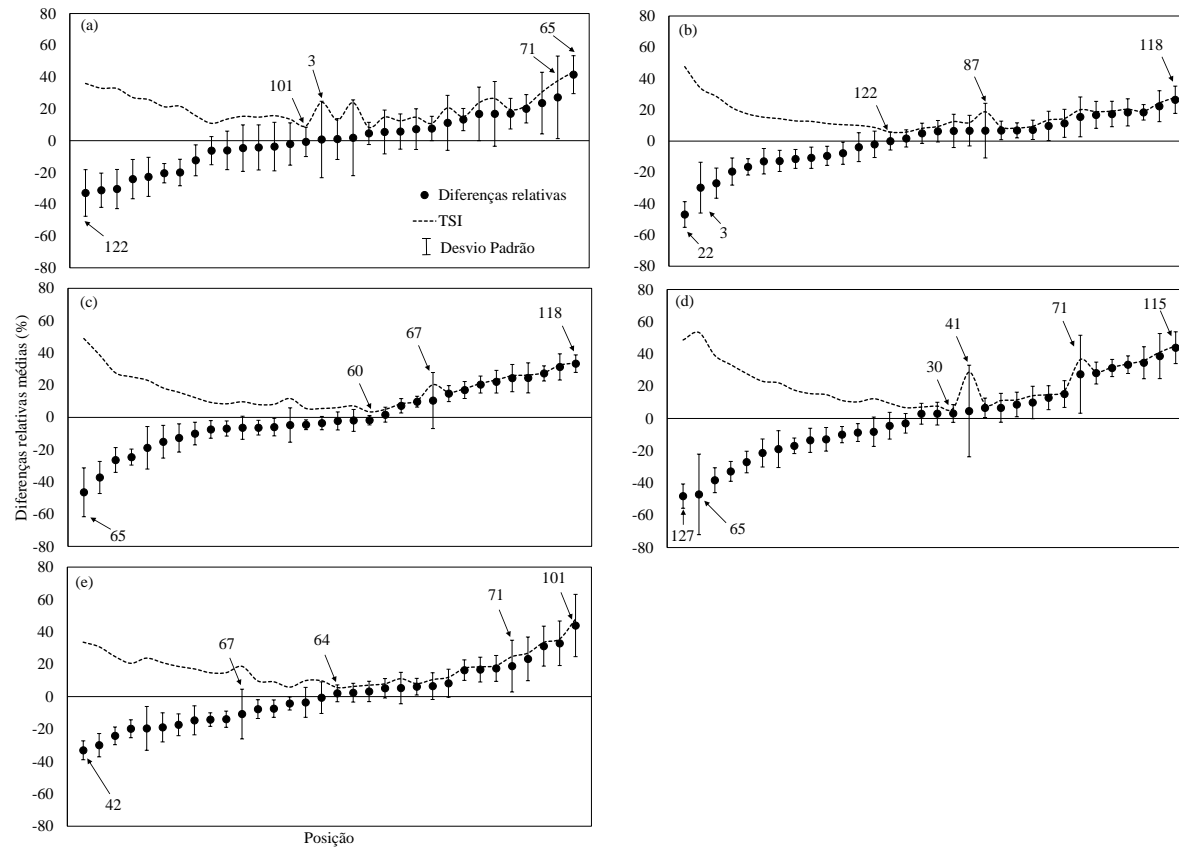


Figura 9 Diferenças relativas médias, desvio padrão e TSI da umidade para todo o período e em todos os pontos de observação na FESM para as profundidades 0,10 m (a), 0,20 m (b), 0,30 m (c), 0,40 m (d) e 1,00 m (e)

O ponto 71 se evidencia como o local de maior variação das medidas estatísticas, sendo em 3 profundidades ($z = 0,1, 0,4$ e $1,0$ m) o que pode ser explicado por sua localização no limite da FESM, sobre a influência de uma bacia de captação de águas pluviais, situada próxima ao ponto, que mantém as diferenças relativas médias positivas neste local. O ponto 3, contudo, é caracterizado por duas situações peculiares, apresenta condutividade hidráulica relativamente alta ($k_0 = 18,3 \text{ cmh}^{-1}$) em relação à média espacial, o que justifica a diferença negativa na profundidade de $0,2$ m e apresenta elevada precipitação efetiva em relação aos demais pontos.

Na Figura 10 encontram-se as estatísticas de estabilidade temporal para cada ponto selecionado e suas respectivas profundidades, bem como as precipitações efetivas e condutividade hidráulica a $0,20$ m de profundidade.

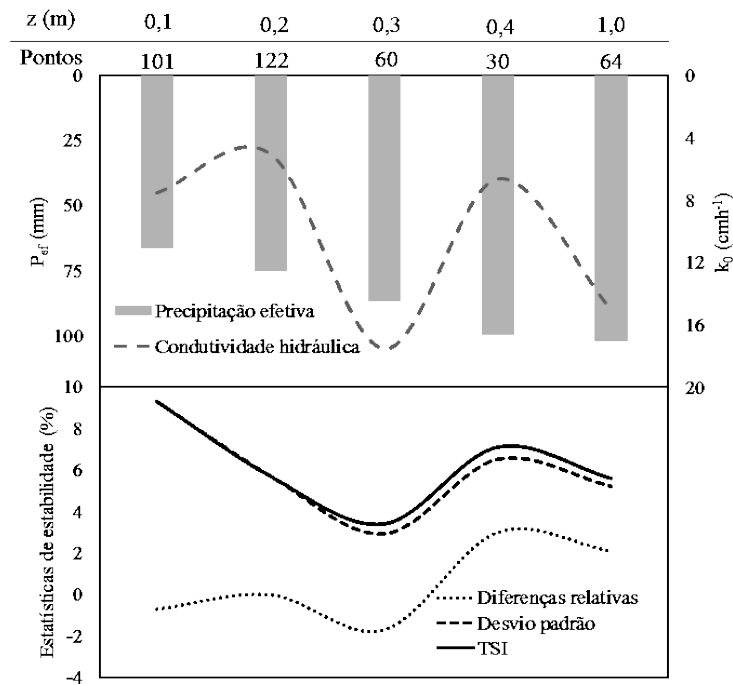


Figura 10 Estatísticas de estabilidade temporal dos pontos selecionados nas profundidades de interesse, P_{ef} e k_0 para $z = 0,20$ m em cada ponto

Para a superfície do solo ($z = 0,1$ m), foi selecionado o ponto 101 (Figura 9a e Figura 10) como o mais representativo, sendo caracterizado pela menor diferença relativa média associada aos menores desvios padrão e TSI para todo o período analisado nesta profundidade, com valores da diferença relativa em torno de 9,3%, desvio padrão negativo de -0,7% e TSI de 9,3%. No geral, para esta profundidade, o TSI foi de 20,9%. A profundidade de 0,2 m apresentou um TSI médio de 16,3%. Nesta profundidade ($z = 0,2$ m), o ponto 122 (Figura 9b e Figura 10) foi o que apresentou maior precisão, com diferença relativa nula, ao longo do tempo e com desvio padrão e TSI iguais a 5,7%. Para $z = 0,3$ m, o ponto 60 (Figura 9c e Figura 10) se destacou dos demais com maior precisão, com diferença relativa igual a -1,7%, desvio padrão de 2,9% e TSI de 3,4%, sendo considerada a profundidade do solo estudado mais estável dentre todos os pontos e profundidades estudadas. Na profundidade subsequente (0,4 m), o ponto em destaque foi o ponto 30 (Figura 9d e Figura 10), que apresentou diferença relativa positiva de 3%, desvio padrão de 6,5% e TSI de 7,1%. Finalmente, na profundidade máxima estudada, o ponto 64 (Figura 9e e Figura 10) se sobressaiu sobre os demais, com valor da diferença relativa próximo de 2,1%, desvio padrão de 5,2% e TSI de 5,6%.

A precipitação efetiva associada à condutividade hidráulica, às cotas de altitudes geradas pelo MDE e à localização geográfica dos pontos tiveram influência direta na estabilidade temporal da umidade no perfil do solo da floresta. Com relação à P_{ef} , observa-se que a estabilidade temporal foi diretamente proporcional à lâmina precipitada em cada ponto e, à medida que se observou um aumento da P_{ef} , a estabilidade temporal da umidade se deu em profundidades maiores.

A condutividade hidráulica apresentou a seguinte influência nos pontos selecionados: para a superfície ($z = 0,1$ m), o ponto selecionado (P101) apresentou

k_0 de $7,5 \text{ cmh}^{-1}$, valor relativamente baixo em comparação com a média espacial que foi de $13,3 \text{ cmh}^{-1}$ e próximo do que foi observado para $z = 0,2 \text{ m}$ (P122) e $z = 0,4 \text{ m}$ (P30), que obtiveram k_0 de $5,0 \text{ cmh}^{-1}$ e $6,6 \text{ cmh}^{-1}$, respectivamente. Estes 3 pontos estão localizados na região sul (P101 e P30) e sudoeste (P122) da FESM, nas regiões mais baixas do relevo da floresta (cotas 931 e 932 m), os demais pontos selecionados apresentaram k_0 relativamente alta em relação aos demais, sendo 15 cmh^{-1} para o ponto 64, também, localizado no sul da floresta, numa cota de 932 m e o maior valor de k_0 ficou por causa do ponto 60 ($17,5 \text{ cmh}^{-1}$), sendo o único ponto localizado na região central da floresta com cota de 939 m sendo um indício de que a estabilidade temporal pode estar associada, também, aos índices de representação da paisagem, neste caso é apresentada a Figura 11.

Pela análise da Figura 11, percebe-se que os pontos que devem ser escolhidos, para o monitoramento da umidade no perfil do solo para a FESM, receberam influência dos índices de representação da paisagem da seguinte forma: verifica-se que as baixas inclinações do terreno “declividade” (Figura 11d) favorecem a estabilidade temporal, inclusive, nas profundidades maiores ($z = 1,0 \text{ m}$), uma vez que 4 dos 5 pontos de monitoramento encontram-se sob estas condições, além do ponto 30 ($z = 0,6 \text{ m}$) que se localiza em uma inclinação intermediária. De acordo com Sousa Júnior e Demattê (2008), solos que ocorrem em relevos mais íngremes sofrem rejuvenescimento, por meio de processos erosivos, no caso dos pontos estáveis na FESM, as baixas inclinações exercem menor influência à formação do escoamento superficial favorecendo o processo de infiltração. Este fato foi relatado por Ávila, Mello e Silva (2010). Estes pesquisadores estudaram a estabilidade temporal da umidade, em três condições de uso do solo na Serra da Mantiqueira e relataram que aspectos ligados à topografia local podem influenciar a persistência temporal do padrão da umidade, entretanto não pesquisaram a influência dos índices de representação da paisagem.

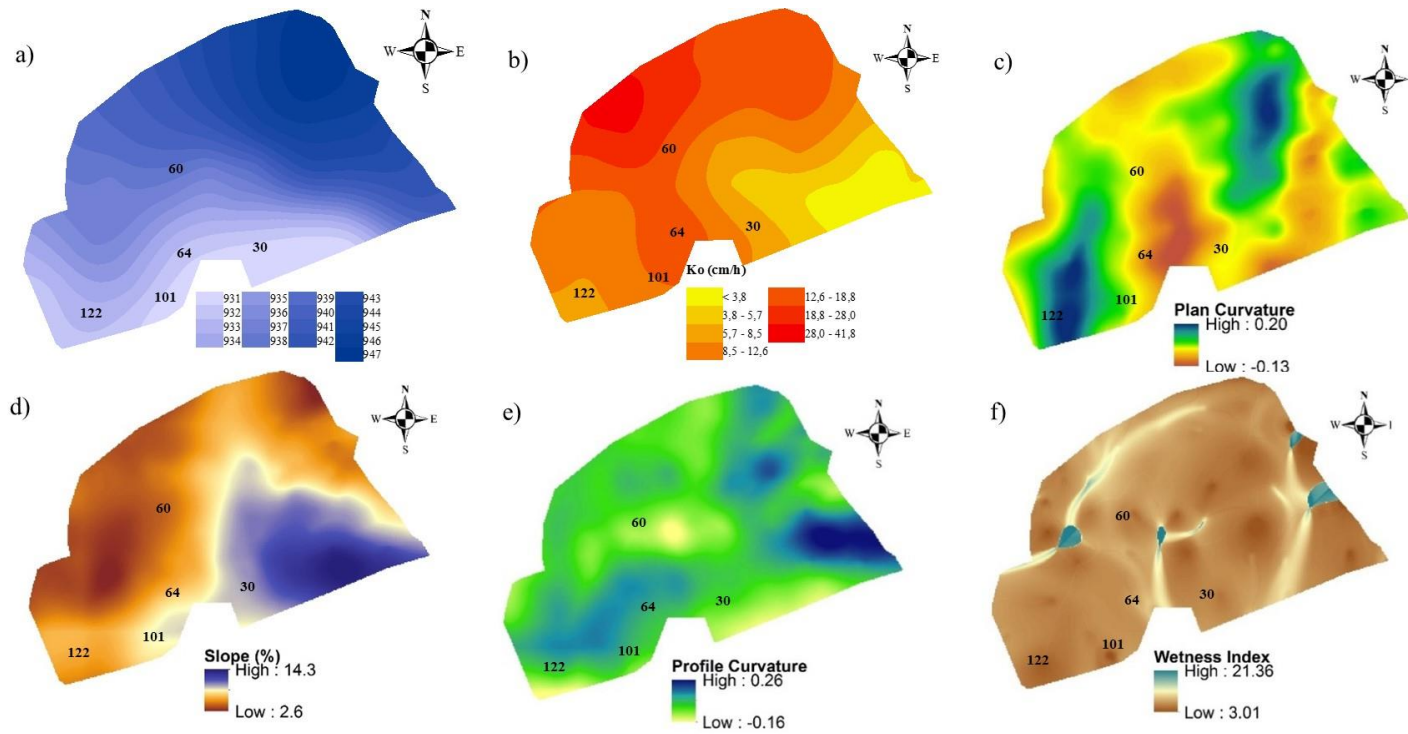


Figura 11 MDE (a), K_0 (b) e Índices de representação da paisagem (c, d, e, f) da FESM com a identificação dos pontos de estabilidade temporal da umidade no perfil

A influência da curvatura do terreno sobre a θ deve ser relacionada, principalmente, ao controle que as formas côncava e convexa exercem sobre os fluxos superficiais de água das partes mais elevadas para as mais baixas do relevo. Neste aspecto, a análise conjunta do MDE (Figura 11a) com plano e perfil de curvatura deve ser considerada. Desta forma, o plano de curvatura (Figura 11c) apresenta-se com uma variação de -0,13 até 0,20 configurando, na maioria dos pontos selecionados como fluxo convergente, com exceção do ponto 122 que apresentou fluxo divergente em suas adjacências. Por sua vez, o perfil de curvatura (Figura 11e) assumiu valores na FESM que variam de -0,16 a 0,26 e todos os cinco pontos selecionados foram classificados com curvatura côncava. Assim, tanto o plano quanto o perfil de curvatura, por apresentarem pouca diferença de valores entre os pontos estáveis, tiveram grande influência sobre a sua estabilidade.

Moreno, Schiavini e Haridasan (2008) correlacionaram a fitofisionomia de cerrado e Mata Semidecídua com solos de altitudes mais atenuadas, em relação ao contexto do cerrado. De acordo com estes pesquisadores, tal condição de relevo promoveu a acumulação natural de nutrientes e levou ao desenvolvimento de estratos vegetativos mais abundantes na mata gerando um TWI mais baixo nestas condições. Eles relatam, também, que os valores de TWI maiores que 15 são correspondentes aos solos com drenagem deficiente, tal análise é correspondente ao descrito por Prates, Souza e Oliveira Junior (2012), que, também, observaram a correlação de altos valores do TWI com solos mal drenados. Para a FESM, os valores de TWI (Figura 11f) foram baixos em, praticamente, toda a área de estudo, estes valores ($\approx 3,0$) como descrito por Lin et al. (2006), correspondem a solos bem estruturados, profundos e com boa drenagem.

A seleção de pontos de monitoramento por meio destes procedimentos pode reduzir os níveis de incerteza da predição, especialmente, na profundidade

superficial do solo, cujos pontos monitorados apresentaram elevados desvios padrão em relação às demais profundidades. De acordo com Ávila et al. (2011), a identificação de pontos para um monitoramento eficiente da umidade, representa em termos práticos, em expressivas implicações na estratégia de amostragem da umidade do solo, sendo subsídio importante na mensuração de dados em nível de campo para tornar o processo mais eficaz a um custo reduzido

4. CONCLUSÕES

- a) A θ no perfil de Latossolos Vermelhos Distroféricos típicos sob FESM no Sul de Minas apresenta diminuição nos períodos de recessão hídrica para as profundidades intermediárias do solo (de 0,2 a 0,4 m).
- b) A fenologia foliar de FESM interfere na geração da P_{ef} , por meio do processo de interceptação da chuva pelo dossel, promovida em partes pelo IAF, propiciando uma maior variabilidade espacial da umidade em relação à variabilidade temporal e promove alta variabilidade da k_0 ($z = 0,20$ m), em função da deposição e acúmulo de serapilheira, reduzindo a concordância do índice de Willmott desta com as demais profundidades.
- c) Há diminuição significativa da variabilidade da diferença relativa média, desvio padrão e TSI nas maiores profundidades em Latossolos Vermelhos Distroféricos típicos com FESM na região Sul de Minas.
- d) A estabilidade temporal da umidade do solo é maior nas áreas mais baixas do relevo em florestas Estacionais Semidecíduas Montana no Sul de Minas, menor nas altitudes médias e não apresenta estabilidade nas regiões mais elevadas.
- e) Os pontos escolhidos para monitoramento nas profundidades de interesse diferiram em relação à sua localização, sendo recomendado que o monitoramento seja conduzido em pontos específicos considerando essa variação.
- f) Os índices de representação da paisagem foram eficientes para caracterizar a estabilidade temporal com as peculiaridades do solo e da floresta e podem auxiliar na seleção de pontos representativos, com destaque para o perfil de curvatura e TWI.

REFERÊNCIAS

ALVARENGA, C. A. et al. Continuidade espacial da condutividade hidráulica saturada do solo na bacia hidrográfica do Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 5, p. 1745-1757, set./out. 2011.

ÁVILA, L. F. et al. Padrão espaço-temporal da umidade volumétrica do solo em uma bacia hidrográfica com predominância de latossolos. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 35, n. 5, p. 1801-1810, set./out. 2011.

ÁVILA, L. F.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M. Estabilidade temporal do conteúdo de água em três condições de uso do solo, em uma bacia hidrográfica da região da Serra da Mantiqueira, MG. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 34, n. 6, p. 2001-2010, nov./dez. 2010.

BARBETTA, P. A. **Estatística aplicada às ciências sociais**. 7. ed. Florianópolis: UFSC, 2010. 282 p.

BISWAS, A.; SI, B. C. Identifying scale specific controls of soil water storage in a hum-mocky landscape using wavelet coherency. **Geoderma**, Amsterdam, v. 165, n. 1, p. 50-59, Oct. 2011.

BROCCA, L. et al. Soil moisture spatial variability in experimental areas of central Italy. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 333, n. 2/4, p. 356-373, Feb. 2007.

BROCCA, L. et al. Soil moisture temporal stability over experimental areas in Central Italy. **Geoderma**, Amsterdam, v. 148, n. 3/4, p. 364-374, 2009.

CÂMARA, G. et al. Spring: integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. **Computers & Graphics**, New York, v. 20, p. 395-403, 1996.

CHOI, M.; JACOBS, J. M. Soil moisture variability of root zone profiles within SMEX02 remote sensing footprints. **Advances in Water Resources**, Southampton, v. 30, n. 4, p. 883-896, Apr. 2007.

COELHO FILHO, M. A. et al. Método para estimativa do IAF de árvores isoladas ou de plantações com dossel fechado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 5, p. 529-538, maio 2012.

DANTAS, A. A. A.; CARVALHO, L. G.; FERREIRA, E. Classificação e tendências climáticas em Lavras, MG. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 31, n. 6, p. 1862-1866, nov./dez. 2007.

DUMEDAH, G.; COULIBALY, P. Evaluation of statistical methods for infilling missing values in high-resolution soil moisture data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 400, n. 1/2, p. 95-102, Mar. 2011.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGis 9: getting started with ArcGis**. Redlands, 2004. 265 p.

EVETT, S. R.; TOLK, J. A.; HOWELL, T. A. Soil profile water content determination: axial response, calibration, temperature dependence, and precision. **Vadose Zone Journal**, Austin, v. 5, n. 3, p. 894-907, 2006.

FONTES JUNIOR, R. V. P. et al. Estabilidade temporal da potenciometria e da salinidade em vale aluvial no semiárido de Pernambuco. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 11, p. 1188-1197, 2012.

GAO, L. et al. Spatio-temporal variability and temporal stability of water contents distributed within soil profiles at a hillslope scale. **Catena**, Amsterdam, v. 132, n. 22, p. 29-36, Sept. 2015.

GAO, L.; SHAO, M. A. The interpolation accuracy for seven soil properties at various sampling scales on the Loess Plateau, China. **Journal of Soils and Sediments**, New York, n. 12, n. 2, p. 128-142, Nov. 2012.

GÓMEZ-PLAZA, A.; ALVAREZ-ROGEL, J.; ALBALADEJO, J. Spatial patterns and temporal stability of soil moisture across a range of scales in a semi-arid environment. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 14, n. 7, p. 1261-1277, May 2000.

GRAYSON, R. B. et al. Preferred states in spatial soil moisture patterns: local and nonlocal controls. **Water Resources Research**, Washington, v. 33, p. 2897-2908, 1997.

GRAYSON, R. B.; WESTERN, A. W. Towards areal estimation of soil water content from point measurements: time and space persistence of mean response. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 207, p. 68-82, 1998.

HAWLEY, M. E.; JACKSON, T. J.; MCCUEN, R. H. Surface soil moisture variation on small agricultural watersheds. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 62, p. 179-200, 1983.

HEATHMAN, G. C. et al. Multi-scale temporal stability analysis of surface and subsurface soil moisture within the Upper Cedar Creek Water-shed, Indiana. **Catena**, Amsterdam, v. 95, n. 17, p. 91-103, Aug. 2012.

HEATHMAN, G. C. et al. Surface and profile soil moisture spatio-temporal analysis during an excessive rainfall period in the Southern Great Plains, USA. **Catena**, Amsterdam, v. 78, n. 2, p. 159-169, Aug. 2009.

HU, W. et al. Mean soil water content estimation using measurements from time stable locations of adjacent or distant areas. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 497, n. 8, p. 234-243, Aug. 2013.

HUPET, F.; VANCLOOSTER, M. Intraseasonal dynamics of soil moisture variability within a small agricultural maize cropped field. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 261, n. 1/4, p. 86-101, Apr. 2002.

JACOBS, J. M. et al. SMEX02: field scale variability, time stability and similarity of soil moisture. **Remote Sensing of Environment**, New York, v. 92, n. 4, p. 436-446, Sept. 2004.

JIA, Y. H.; SHAO, M. A.; JIA, X. X. Spatial pattern of soil moisture and its temporal stability within profiles on a loessial slope in northwestern China. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 495, n. 12, p. 150-161, July 2013.

KAMGAR, A. et al. Plot size and sample number for neutron probe measurements in small field trials. **Soil Science**, The Hague, v. 156, p. 213-224, 1993.

KORRES, W. et al. Spatio-temporal soil moisture patterns: a meta-analysis using plot to catchment scale data. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 520, n. 32, p. 326-341, Jan. 2015.

KORSUNSKAYA, L. P.; GUMMATOV, N. G.; PACHEPSKY, Y. A. A. Seasonal changes in root bio-mass, carbohydrate content, and structural characteristics of Gray Forest soil. **Eurasian Soil Science**, Moscow, v. 27, p. 45-52, 1995.

LIBARDI, P. L. et al. Gravimetric soil water content variability of a

hydromorphic soil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 20, p. 1-12, 1996.

LIN, H. S. et al. Soil moisture patterns in a forested catchment: a hydrological perspective. **Geoderma**, Amsterdam, v. 131, n. 3/4, p. 345-368, Apr. 2006.

MACHADO, E. L. M. et al. Efeitos do substrato, bordas e proximidade espacial na estrutura da comunidade arbórea de um fragmento florestal em Lavras, MG. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 31, n. 2, p. 287-302, 2008.

MAJASALMI, T. et al. Optimizing the sampling scheme for LAI-2000 measurements in a boreal forest. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 154/155, p. 38-43, 2012.

MELLO, C. R.; CURI, N. Hydrology. **Ciência e Agrotecnologia**, Lavras, v. 36, n. 2, p. 137-146, mar./abr. 2012.

MELLO, C. R. et al. Spatial distribution of top soil water content in an experimental catchment of Southeast Brazil. **Scientia Agricola**, Piracicaba, v. 68, n. 3, p. 285-294, 2011.

MINET, J. et al. Temporal stability of soil moisture patterns measured by proximal ground-penetrating radar. **Hydrology and Earth Systems Science Discussions**, Göttingen, v. 10, n. 2, p. 4063-4097, Apr. 2013.

MOREIRA, N. B. et al. Análise espaço-temporal de componentes do balanço hídrico em um Latossolo. **Revista Brasileira de Ciência Solo**, Viçosa, MG, v. 38, p. 60-72, jan./fev. 2014.

MORENO, M. I. C.; SCHIAVINI, I.; HARIDASAN, M. Fatores edáficos influenciando na estrutura de fitofisionomias do cerrado. **Caminhos de Geografia**, Uberlândia, v. 9, n. 25, p. 173-194, fev. 2008.

OLIVEIRA-FILHO, A. T.; SCOLFORO, J. R. S.; MELLO, J. M. Composição florística e estrutura comunitária de um remanescente de floresta semidecídua montana em Lavras, MG. **Revista Brasileira de Botânica**, São Paulo, v. 17, n. 2, p. 167-182, 1994.

PEI, T. et al. Mapping soil organic matter using the topographic wetness index: a comparative study based on different flow-direction algorithms and kriging methods. **Ecological Indicators**, London, v. 10, n. 3, p. 610-619, May 2010.

PENNA, D. et al. Soil moisture temporal stability at different depths on two alpine hillslopes during wet and dry periods. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 477, n. 16, p. 55-71, Jan. 2013.

PRATES, V.; SOUZA, L. C. P.; OLIVEIRA JUNIOR, J. C. Índices para a representação da paisagem como apoio para levantamento pedológico em ambiente de geoprocessamento. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 16, n. 4, p. 408-414, abr. 2012.

RIBEIRO JUNIOR, P. J.; DIGGLE, P. J. GeoR: a package for geostatistical analysis. **R-News**, New York, v. 1, n. 2, p. 15-18, June 2001.

SANCHES, L. et al. Índice de área foliar em floresta de transição Amazônia cerrado em diferentes métodos de estimativa. **Ciência e Natura**, Cascavel, v. 30, n. 1, p. 57-69, 2008.

SCALON, J. D.; OLIVEIRA, C. A. P.; MELLO, J. M. Análise espacial de um fragmento florestal baseada no mosaico de dirichlet. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 36, n. 4, p. 733-740, 2012.

SHE, D. et al. Temporal stability of soil water content for a shallow and deep soil profile at a small catchment scale. **Australian Journal of Crop Science**, Melbourne, v. 6, n. 7, p. 1192-1198, 2012.

SHI, X. **ArcSIE user's guide**. Disponível em:
<<http://www.arcsie.com/index.htm>>. Acesso em: 24 nov. 2015.

SOUSA JÚNIOR, J. G. A.; DEMATTÊ, J. A. M. Modelo digital de elevação na caracterização de solos desenvolvidos de basalto e material arenítico. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, MG, v. 32, n. 1, p. 449-456, jan./fev. 2008.

TALLON, L. K.; SI, B. C. Representative soil water benchmarking for environmental monitoring. **Journal of Environmental Informatics**, Quebec, v. 4, n. 1, p. 28-36, July 2004.

VACHAUD, G. et al. Temporal stability of spatially measured soil water probability density function. **Soil Science Society of America Journal**, Madison, v. 49, p. 822-827, 1985.

VALERIANO, M. M. **Topodata**: guia de utilização de dados geomorfométricos

locais. São José dos Campos: INPE, 2008. 44 p.

WANG, Y. Q.; SHAO, M. A.; LIU, Z. P. Vertical distribution and influencing factors of soil water content within 21-m profile on the Chinese Loess Plateau. **Geoderma**, Amsterdam, v. 193/194, p. 300-310, 2013.

WILLMOTT, C. J.; CKLESON, S. G.; DAVIS, R. E. Statistics for the evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 90, p. 8995-9005, 1985.

ZHAO, Y. et al. Controls of surface soil moisture spa-tial patterns and their temporal stability in a semi-arid steppe. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 24, p. 2507-2519, 2010.

ZHU, Q.; LIN, H. Influences of soil, terrain, and crop growth on soil moisture variation from transect to farm scales. **Geoderma**, Amsterdam, v. 163, n. 1/2, p. 45-54, June 2011.