

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE
MATA ATLÂNTICA NA REGIÃO DA SERRA
DA MANTIQUEIRA, MG**

DONIZETE DOS REIS PEREIRA

2009

DONIZETE DOS REIS PEREIRA

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE MATA ATLÂNTICA NA
REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação
em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia
de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

Orientador

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello

Co-orientadores

Pesq. Dra. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi

Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva

LAVRAS
MINAS GERAIS – BRASIL
2009

**Ficha Catalográfica Preparada pela Divisão de Processos Técnicos da
Biblioteca Central da UFLA**

Pereira, Donizete dos Reis.

Evapotranspiração em área de Mata Atlântica na região da Serra da
Mantiqueira, MG / Donizete dos Reis Pereira. – Lavras : UFLA, 2009.
105 p. : il.

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, 2009.
Orientador: Carlos Rogério de Mello
Bibliografia.

1. Consumo de água. 2. Condutância estomática. 3. Condutância
aerodinâmica. 4. Evapotranspiração de referência. I. Universidade
Federal de Lavras. II. Título.

CDD – 551.572

DONIZETE DOS REIS PEREIRA

**EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM ÁREA DE MATA ATLÂNTICA NA
REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG**

Dissertação apresentada à Universidade Federal de Lavras
como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação
em Engenharia Agrícola, área de concentração Engenharia
de Água e Solo, para a obtenção do título de "Mestre".

Aprovada em 5 de fevereiro de 2009

Prof. Dr. Antônio Marciano da Silva

DEG/UFLA

Pesq. Dra. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi

DEG/UFLA

Prof. Dr. José Maria de Lima

DCS/UFLA

Prof. Dr. Carlos Rogério de Mello
UFLA
(Orientador)

LAVRAS
MINAS GERAIS-BRASIL

OFEREÇO,

à minha esposa, Maria Raimunda,
pelo companheirismo e compreensão.

DEDICO,

a Deus, por mais esta oportunidade em minha vida,

aos meus pais, Gercy e Ambrosina,
aos meus irmãos, Vanderlei, Claudinei e Lauriete,
às minhas cunhadas, Patrícia e Simone,
às minhas sobrinhas, Maria Clara e Luísa,

AGRADECIMENTOS

Ao Departamento de Engenharia/Engenharia de Água e Solo da Universidade Federal de Lavras, pelo apoio.

Ao CNPq, pela concessão de bolsa de estudos; à Fapemig, pelo apoio financeiro ao projeto CAG 1617/06 e à Cemig/Aneel, pelos recursos disponibilizados por meio do Projeto P&D 076.

Ao Prof. Carlos Rogério de Mello, pela orientação fundamental e disponibilidade sempre que necessário, para a realização deste trabalho.

À Pesq. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi, pela orientação essencial, companheirismo e paciência.

Ao Prof. Antônio Marciano da Silva e ao Pesq. Gilberto Coelho, pelos ensinamentos e amizade.

Aos Professores Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA), José Maria de Lima e à Pesq. Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi, pela disponibilidade e sugestões para melhoria do trabalho.

A todos os professores da Engenharia, em especial aos do Setor de Engenharia de Água e Solo (DEG-UFLA).

Aos funcionários do Laboratório de Hidráulica, Osvaldo (Neném) e José Luiz, pela ajuda em algumas etapas do trabalho.

Aos colegas de trabalho no campo Lucas (Abacate), Léo Brao, Márcio, Marcos, Fábio, Sadjo, Willer, Gil, Viola.

Aos colegas de curso Eduardo (Meta), Arionaldo, Gervázio, Wellington, William, Lucas (Lucão), Ícaro e a todos os colegas de pós-graduação do DEG.

À secretária Daniela, pela amizade e informações. Enfim, a todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização deste trabalho.

SUMÁRIO

RESUMO GERAL	iv
GENERAL ABSTRACT	v
CAPÍTULO 1.....	1
1 INTRODUÇÃO GERAL.....	1
2 REFERENCIAL TEÓRICO	4
2.1 Modelagem hidrológica	4
2.2 Transpiração.....	5
2.2.1 Condutância estomática	6
2.2.2 Condutância aerodinâmica.....	8
2.3 Evapotranspiração.....	9
2.4 Balanço Hídrico	11
2.5 Métodos de estimativa da evapotranspiração.....	13
2.6 Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração.....	15
3 MATERIAL E MÉTODOS GERAL.....	18
3.1 Caracterização da área de estudo	18
3.2 Monitoramento climático.....	21
3.3 Modelo de Penman-Monteith-FAO	21
4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	25
CAPÍTULO 2: COMPORTAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM REMANESCENTE DE MATA ATLÂNTICA NA REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG.....	31
RESUMO.....	31
ABSTRACT	32
1 INTRODUÇÃO	33
2 MATERIAL E MÉTODOS	35
2.1 Monitoramento da umidade do solo	35
2.2 Balanço hídrico	37

2.4 Índice de área foliar (IAF)	40
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	41
3.1 Balanço hídrico na área de Mata Atlântica	41
3.2 Estimativa dos parâmetros condutância estomática e condutância aerodinâmica nas condições de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira.....	46
3.3 Teste do modelo.....	52
4 CONCLUSÕES	55
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	56
CAPÍTULO 3: DESEMPENHO DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NA REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG.....	59
RESUMO.....	59
ABSTRACT	60
1 INTRODUÇÃO	61
2 MATERIAL E MÉTODOS	64
2.1 Descrição dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência... 64	
2.1.1 Método de Thornthwaite (EToT).....	64
2.1.2 Método de Camargo (EToC)	65
2.1.3 Método de Makkink (EToM).....	66
2.1.4 Método da Radiação Solar FAO (EToR).....	67
2.1.5 Método de Jensen-Haise (EToJH)	67
2.1.6 Método de Linacre (EToL)	68
2.1.7 Método de Hamon modificado por Borges & Menciondo (EToHM)	68
2.1.8 Método de Kharrufa modificado por Borges & Menciondo (EToKM)....	68
2.1.9 Método de Hargreaves-Samani (EToHS)	69
2.1.10 Método do Balanço de energia (EToB)	69
2.1.11 Método de Blaney-Criddle FAO (EToBC).....	70
2.1.12 Método de Priestley-Taylor (EToPT)	71

2.1.13 Método de Penman original (EToP)	72
2.2 Avaliação do desempenho dos métodos de estimativa da ETo	72
3 RESULTADOS E DISCUSSÃO	75
4 CONCLUSÕES	96
5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	97
ANEXOS	101

LISTA DE SÍMBOLOS

α	Albedo
h	Altitude
H	Ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol
A_{t1}	Armazenamento de água no solo na data t1
A_{t2}	Armazenamento de água no solo na data t2
BOC	Balanço de ondas curtas
BOL	Balanço de ondas longas
λ	Calor latente de vaporização da água
b	Coefficiente angular
r	Coefficiente de correlação
a	Coefficiente linear
γ	Coefficiente psicrométrico
g_a	Condutância aerodinâmica
g_c	Condutância do vapor d'água no dossel
g_s	Condutância estomática
k	Constante de Borges & Menciondo
S	Constante solar
δ	Declinação solar
Δ	Declividade da curva de pressão de saturação do vapor
D	Déficit de pressão de vapor d'água
ρ_a	Densidade do ar
DJ	Dia juliano
Dr	Distância relativa terra-sol
Dp	Drenagem profunda
EPE	Erro-padrão de estimativa
ETo	Evapotranspiração de referência

EToB	Evapotranspiração de referência Balanço de energia
EToBC	Evapotranspiração de referência de Blaney-Criddle
EToC	Evapotranspiração de referência de Camargo
EToJH	Evapotranspiração de referência de Jensen-Haise
EToHM	Evapotranspiração de referência de Hamon modificado
EToHS	Evapotranspiração de referência de Hargreaves-Samani
EToKM	Evapotranspiração de referência de Karrufa modificado
EToL	Evapotranspiração de referência de Linacre
EToM	Evapotranspiração de referência de Makkink
EToP	Evapotranspiração de referência de Penman
EToPM	Evapotranspiração de referência de Penman-Monteith-FAO
EToPT	Evapotranspiração de referência de Priestley-Taylor
EToR	Evapotranspiração de referência Radiação Solar
EToT	Evapotranspiração de referência de Thornthwaite
ETr	Evapotranspiração real
W	Fator de ponderação
G	Fluxo de calor no solo
N	Fotoperíodo
IAF	Índice de área foliar
I	Índice de calor da região
c	Índice de confiança ou desempenho
d	Índice de exatidão ou concordância
n	Insolação
ϕ	Latitude
O	Média dos valores estimados pelo método Penman-Monteith
Patm	Pressão atmosférica
e_s	Pressão de saturação do vapor d'água
e_a	Pressão atual do vapor d'água

e_L	Pressão de vapor do ar na superfície da folha
λE_a	Poder evaporante do ar
p	porcentagem de insolação
R_s	Radiação solar
Q_o	Radiação solar extraterrestre
r_a	Resistência aerodinâmica
r_s	Resistência estomática
R_n	Saldo de radiação
T	Temperatura do ar
T_u	Temperatura do bulbo úmido
T_o	Temperatura do ponto de orvalho
E	Transpiração
P	Total precipitado
O_i	Valor estimado pelo método Penman-Monteith
P_i	Valor estimado pelos métodos de evapotranspiração de referência
ΔA	Varição de armazenamento de água no solo
ΔT	Varição de temperatura do ar
u_2	Velocidade do vento a 2 m de altura
UR	Umidade relativa do ar
θ_{cc}	Umidade volumétrica correspondente à capacidade de campo
θ_{0-20}	Umidade volumétrica média na profundidade de 0 a 20 cm
θ_{20-50}	Umidade volumétrica média na profundidade de 20 a 50 cm
θ_{50-100}	Umidade volumétrica média na profundidade de 50 a 100 cm

RESUMO GERAL

PEREIRA, Donizete dos Reis. **Evapotranspiração em área de Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG**. 2009. 105 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, MG.¹

Neste trabalho objetivou-se determinar a taxa de evapotranspiração em um remanescente de Mata Atlântica, por meio do balanço hídrico; estimar os parâmetros referentes a essa cobertura vegetal, por meio do modelo de Penman-Monteith, tendo a evapotranspiração determinada pelo balanço hídrico como referência; verificar a precisão do modelo de Penman-Monteith; e comparar métodos de estimativa da evapotranspiração de referência para o período seco e chuvoso na bacia do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, nos anos de 2007 e 2008. A evapotranspiração determinada pelo balanço hídrico correspondeu a 85% do total precipitado no período, a drenagem profunda correspondeu a 11% e o armazenamento a pouco mais de 1% do total precipitado no período. A condutância aerodinâmica do dossel (g_a) variou de 0,0921 $m\ s^{-1}$ a 0,1000 $m\ s^{-1}$, com média de 0,0993 $m\ s^{-1}$ e a condutância estomática (g_s) variou de 0,001 a 0,0041 $m\ s^{-1}$, com média de 0,002 $m\ s^{-1}$. No período de maior consumo de água pelas plantas, a aplicação do modelo com os parâmetros estimados mostrou-se precisa, ajustando-se bem aos valores observados, com pequena superestimativa no período de 2/5/08 a 28/8/08. Quanto ao desempenho dos métodos para estimativa da ETo, nos períodos chuvoso e seco, verificou-se que os métodos de Jensen-Haise, Radiação FAO, Penman e Blaney-Criddle FAO apresentaram bom desempenho para a região, podendo ser caracterizados como muito bom e ótimo. Os métodos Jensen-Haise, Radiação FAO e Blaney-Criddle FAO, por serem mais simples, são os mais indicados para a região da Serra da Mantiqueira, MG.

¹ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador); Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (Co-orientadora) e Antônio Marciano da Silva (Co-orientador).

GENERAL ABSTRACT

PEREIRA, Donizete dos Reis. **Evapotranspiration of Atlantic Forest in Mantiqueira Range region, MG.** 2009. 105 p. Dissertation (Master Science Program in Agricultural Engineering, Soil and Water Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras, MG.²

This work aimed to determine the evapotranspiration rate at Atlantic Forest fragment by water balance, estimating the surface parameters of the Penman-Monteith model (PMM). The data set demonstrated that the PMM has presented good performance, letting to compare methods to estimate the reference evapotranspiration (ET_o) for both rainy and dry periods at Lavrinha Creek Watershed, Mantiqueira Range region, Brazil, in 2007 and 2008 years. The evapotranspiration corresponded to 85% of the total pluvial precipitation in the period, deep percolation corresponded to 11% and soil water storage slightly above 1%. The aerodynamic conductance (g_a) varied from 0.0921 m s⁻¹ to 0.1000 m s⁻¹, and mean value of 0.0993 m s⁻¹. The stomatal conductance (g_s) varied from 0.001 to 0.0041 m s⁻¹ and mean value of 0.002 m s⁻¹. The period of highest water demand by plants, the PMM applied with the mean parameters estimated has presented good results, fitting very well to the observed values, slightly over estimating at the period from May 2nd to August 28th. Regarding the performance of methods to estimate ET_o, in rainy and dry periods, it could be verified that Jensen-Haise, FAO Radiation, Penman and Blaney-Criddle FAO methods have presented good performance being classified as very good or excellent. The Jensen-Haise, FAO Radiation FAO and Blaney-Criddle FAO methods, due to more simple methods, can be recommended to Mantiqueira Range region.

² Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA; Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (DEG/UFLA) and Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA).

CAPÍTULO 1

1 INTRODUÇÃO GERAL

A questão dos recursos hídricos é, cada vez mais, motivo de preocupação no Brasil e no mundo. Governos, organizações não-governamentais (ONGs), empresas públicas e privadas, além da comunidade acadêmica, procuram se envolver nesse assunto. A compreensão do ciclo hidrológico é de fundamental importância para a preservação mais consciente desses recursos.

Estudos hidrológicos em bacias hidrográficas são imprescindíveis para melhor compreensão dos processos associados ao ciclo da água e dos impactos gerados pelas mudanças no uso do solo sobre a quantidade e a qualidade da água. O ciclo hidrológico compreende os processos que controlam a distribuição e o movimento de água em diferentes situações (solo, atmosfera e rios), sendo impulsionado pela ação da gravidade e da energia solar.

Os principais componentes desse ciclo são: precipitação, infiltração, escoamento superficial, evaporação e transpiração. As florestas exercem papel fundamental sobre esse ciclo, pois a cobertura florestal influencia diretamente a hidrologia do solo, melhorando os processos de infiltração, percolação e armazenamento de água; conseqüentemente, diminuindo o escoamento superficial direto e minorando o processo erosivo.

Apesar de sua enorme importância, as áreas de florestas naturais, principalmente a vegetação de Mata Atlântica, vêm sendo reduzidas com o desmatamento excessivo, ocasionado pela ação antrópica. Essa redução tem provocado problemas associados às inundações e deslizamentos de terra em grande parte da costa brasileira e em algumas partes do interior de MG, SC e SP, com efeitos significativos no balanço hídrico.

As componentes do balanço de água nesses ambientes são a precipitação, interceptação de água pelo dossel, escoamento lateral e em

profundidade (drenagem profunda) e evapotranspiração, sendo influenciados pela densidade de plantas, tipo de solo, comportamento fisiológico da planta e pela estrutura e arquitetura do dossel (Almeida & Soares, 2003). O entendimento da fisiologia da planta é essencial para o manejo ambiental sustentável.

O processo de perda de água para a atmosfera, uma ação conjunta da evaporação do solo, da reevaporação da água interceptada e da sua transpiração é chamado de evapotranspiração. Como a água potável está se tornando cada vez mais escassa e cara, o estudo das perdas por evapotranspiração torna-se de grande importância na gestão dos recursos hídricos.

A Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) recomenda para a estimativa da evapotranspiração o uso do método de Penman-Monteith como o mais preciso (Allen et al., 1998). Porém, esse modelo necessita de várias informações sobre elementos climáticos que, na maioria das vezes, não são disponíveis. Assim, lança-se mão da comparação entre ele e métodos mais simples, com o intuito de verificar a precisão destes últimos para a região de estudo.

O primeiro capítulo traz uma revisão geral sobre os principais assuntos deste trabalho, como a transpiração das plantas, destacando-se os seus parâmetros fisiológicos, e a comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência. No segundo capítulo, intitulado “Comportamento da evapotranspiração em um remanescente de Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG”, estuda-se o comportamento da evapotranspiração de um remanescente de Mata Atlântica por meio do balanço hídrico, subsidiando informações para determinação dos parâmetros associados à vegetação para a aplicação do modelo de Penman-Monteith e entendimento das principais variáveis que influenciam a resposta dos estômatos.

No terceiro capítulo, intitulado “Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência na região da Serra da Mantiqueira, MG”,

comparam-se métodos de estimativa da evapotranspiração de referência com o método padrão Penman-Monteith-FAO, para avaliar a aplicabilidade de métodos mais simples, que demandam menos elementos climáticos, o que facilitará estudos sobre o ciclo da água na região.

2 REFERENCIAL TEÓRICO

2.1 Modelagem hidrológica

Segundo Tim (1996), os modelos podem também ser descritos como uma simplificação da realidade, sendo uma ferramenta extraordinária no conhecimento dos processos ambientais. Modelos matemáticos estão sendo cada vez mais utilizados em estudos ambientais, pois ajudam a entender o impacto no uso da terra e prever alterações nos ecossistemas (Rennó, 2003).

Os modelos podem ser classificados em empíricos e conceituais. Um modelo é considerado como conceitual quando as funções utilizadas em sua elaboração envolvem processos físicos. Quando eles empregam funções empíricas, que não estão relacionadas com os fenômenos físicos, são ditos modelos empíricos (Tucci, 2001).

Segundo Lima et al. (2001), deve-se comparar dados medidos com dados simulados, por meio de modelos matemáticos, como forma de se buscar uma representação do que ocorre na natureza. Ainda segundo os autores, por meio desses modelos, pode-se fazer o acompanhamento dos parâmetros naturais de forma mais simples e com custos mais baixos, além das possibilidades de simular panoramas futuros, o que é fundamental, principalmente no que se refere à gestão dos recursos hídricos.

Um modelo hidrológico consiste em uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre (Rennó, 2003). Segundo Tucci (1998), o modelo hidrológico permite, pela equacionalização dos processos envolvidos, representar, entender e simular o comportamento da água em uma bacia hidrográfica.

Os modelos hidrológicos podem ser usados para permitir mais conhecimentos sobre os sistemas ambientais, tanto como um meio de testar

hipóteses, como prever o manejo desses ecossistemas (Beven, 1989; Grayson et al., 1992).

Para um melhor entendimento dos modelos hidrológicos, é necessário analisar os componentes envolvidos no ciclo hidrológico. A água constitui-se no elemento essencial do processo produtivo, ou seja, a fixação do carbono atmosférico pelas plantas superiores. A folha de uma planta é o principal órgão responsável pela fotossíntese, sendo também responsável pelo controle sobre o ciclo hidrológico, através da abertura e fechamento dos estômatos. Assim, há uma estreita relação entre os ciclos da água e do carbono (Rennó, 2003). Dessa forma, estudos que envolvam o consumo de água pelas plantas são altamente relevantes para implementação de modelos hidrológicos, especialmente para a simulação de impactos sobre os recursos hídricos advindos de diferentes usos do solo.

2.2 Transpiração

A crescente pressão para o estabelecimento de uma política florestal, ambientalmente sustentável, exige um melhor entendimento da fisiologia e das relações hídricas das espécies florestais (Lima, 1996). A transpiração corresponde à transferência de água, que foi utilizada nos processos metabólicos das plantas, os quais são necessários ao seu crescimento e desenvolvimento, para a atmosfera. Essa transferência ocorre através de estruturas microscópicas, denominadas de estômatos, presentes nas folhas e que permitem a transferência de água da parte interna da planta para a atmosfera (Pereira et al., 1997).

Por meio dessas estruturas ocorre também passagem de gás carbônico e oxigênio. Na maioria das espécies, os estômatos permanecem abertos durante o dia e fechados durante a noite e em condições de acentuado estresse hídrico (Pereira et al., 1997). Segundo os autores, esta última condição ocorre quando o solo apresenta baixa disponibilidade de água para as plantas, ou quando a planta

não consegue absorvê-la em quantidade e velocidade suficiente para atender à demanda atmosférica.

A transpiração é determinada pelas condições ambientais (radiação solar incidente, déficit de pressão de saturação de vapor da atmosfera), por fatores fisiológicos da planta e pela disponibilidade de água no solo (Carneiro et al., 2008).

Segundo David et al. (2002), a transpiração depende da evaporação que se processa na interface folha/atmosfera e do abastecimento hídrico para a folha, que é função do gradiente de potencial e da resistência hidráulica total entre o solo e a planta. Neste sentido, Lima (1996) relata a importância em se conhecer a resposta dos estômatos à diminuição da água disponível no solo e ao aumento do déficit de saturação de vapor atmosférico. De acordo com o autor, a transpiração primariamente pode ser equacionada da seguinte forma:

$$E = \frac{(e_L - e_a)}{(r_a + r_s)} \quad (1)$$

em que e_L é a pressão de vapor do ar na superfície da folha, e_a é a pressão de vapor da atmosfera, r_a é a resistência aerodinâmica, r_s é a resistência estomática. A resistência é inversamente proporcional à condutância.

A transpiração diária das diferentes espécies vegetais é amplamente estimada pela formulação clássica de Penman-Monteith, que apresenta maior precisão nessa estimativa (Running & Coughlan, 1988; Landsberg, 1999; Soares & Almeida, 2001).

2.2.1 Condutância estomática

A condutância estomática constitui-se em um poderoso mecanismo fisiológico que as plantas empregam para o controle da transpiração (Jarvis & McNaughton, 1986). Esse mecanismo é exercido pela regulação da abertura estomática em resposta às condições ambientais (luz, concentração de gás

carbônico, temperatura, umidade relativa do ar e potencial hídrico foliar), determinando a demanda transpirativa a que a folha está normalmente sujeita (Lima, 1996).

A sensibilidade dos estômatos a luz faz com que, com o aumento dessa, os estômatos abram-se e, na sua falta, eles permaneçam fechados. Estudos pioneiros evidenciaram uma relação direta entre a intensidade luminosa e a condutância estomática em várias espécies florestais (Jarvis, 1980; Valle et al., 1987; Sá et al., 1996).

Segundo Sheriff (1979), o comportamento estomático em razão do déficit de pressão de vapor pode ser assim explicado: à medida que o ar se torna mais seco, a evaporação através da epiderme aumenta. Assim, há aumento do déficit hídrico na epiderme, devido à evaporação acelerada e, conseqüentemente, diminuição da abertura dos estômatos. Em alguns estudos, tem sido evidenciada uma relação linear entre a condutância estomática e o déficit de pressão de vapor (McWilliam et al., 1996; Roberts et al., 1996; Almeida & Soares, 2003).

A condutância estomática geralmente responde à variação do potencial de água na folha por meio de um mecanismo clássico de retroalimentação, ou seja, quando o potencial de água na folha diminui, a abertura estomática também diminui, reduzindo assim, a transpiração e propiciando a recuperação das condições ideais de potencial hídrico (Lima, 1996). Com o aumento do potencial, a condutância estomática aumenta novamente.

Segundo Almeida & Soares (2003), essa relação deve ser analisada em conjunto com a disponibilidade de água no solo. Esses autores verificaram que quando o estoque de água do solo caiu para menos de 30% da sua capacidade de armazenamento, o potencial de água na folha e a condutância estomática diminuíram sensivelmente, demonstrando que o eucalipto exerce controle estomático eficiente em condições de baixa disponibilidade de água pelo solo.

Soares & Almeida (2001), com base nos dados de campanhas ecofisiológicas de campo realizadas por Mielke et al. (1999), desenvolveram uma relação entre o potencial de água na folha ao amanhecer e a umidade relativa do solo e, posteriormente, uma correção da condutância estomática em função desse potencial.

A condutância estomática varia ao longo do dia, alcançando valores máximos de manhã cedo e ao final da tarde, com uma redução próxima ao meio-dia (Lima, 1986). Valores máximos são obtidos quando o solo não apresenta déficit de água e o limiar de radiação é atingido no início da manhã (Almeida & Soares, 2003). Carneiro et al. (2008) encontraram valores máximos de condutância estomática em plantios de eucalipto irrigados logo no início da manhã e em plantios não-irrigados por volta do meio-dia. Os mesmos autores verificaram ainda que, em uma das três campanhas realizadas, a umidade do solo não foi o fator predominante no processo de transpiração e sim as variáveis ambientais.

2.2.2 Condutância aerodinâmica

Segundo Rennó (2003), as densidades de fluxo de calor sensível e latente podem ser expressas como o produto de gradientes de temperatura e umidade específica (massa de água por unidade de massa de ar) e um coeficiente de difusão. Esse coeficiente de difusão depende do estado de turbulência do ar que, por sua vez, depende da velocidade do vento e da rugosidade da superfície.

A condutância aerodinâmica (g_a) é um coeficiente que representa a transferência turbulenta do vapor d'água da superfície para a atmosfera, o qual depende da velocidade do vento, densidade e estrutura do dossel (Lima, 1996).

O processo de transferência turbulenta de vapor d'água é o segundo fator mais importante que influencia a taxa pela qual a água é evaporada, representando uma medida da eficiência de remoção d'água da superfície

evaporante. Essa eficiência está relacionada com a turbulência gerada pela interação do vento com a superfície. Sobre superfícies lisas, como vegetação rasteira, a turbulência é pequena. Por outro lado, nas florestas, por apresentarem características rugosas do ponto de vista aerodinâmico, a turbulência é maior.

2.3 Evapotranspiração

O conceito de evapotranspiração foi introduzido em 1944 por Thornthwaite, trabalhando com problemas de irrigação no México (Mather, 1958³, citado por Camargo & Camargo, 2000). Thornthwaite (1946) definiu a evapotranspiração como a perda de água por evaporação do solo e transpiração da planta. A evapotranspiração é um elemento meteorológico fundamental, representando a chuva necessária para atender às carências de água da vegetação, sendo expressa na forma de lâmina (Pereira et al., 1997; Camargo & Camargo, 2000). Uma forma de evapotranspiração é a potencial, que se refere à taxa de evaporação de uma superfície extensa, completamente coberta por vegetação de porte baixo em pleno desenvolvimento, com adequado suprimento de água no solo, sendo uma referência para a aplicação a outras situações ambientais (Kobyama & Vestena, 2006). Essa definição de evapotranspiração potencial foi muito utilizada, até que surgiu a necessidade de um conceito mais geral devido às diferenças entre as culturas utilizadas. Dessa maneira, o termo evapotranspiração de referência (ET_o), conforme Smith (1991), é definida como sendo a evapotranspiração de uma cultura hipotética, com altura fixa de 12 cm, albedo de 0,23 e resistência do dossel igual a 69 s m⁻¹. Essas condições representam a evapotranspiração de um gramado verde, de altura uniforme, em crescimento ativo, cobrindo totalmente a superfície do solo e sem restrição de água. Em 1990, a Organização das Nações Unidas para Alimentação e

³ MATHER, J. R. Centerton, N.J. **Publications in Climatology**, v. 11, n. 3, p. 247-248, 1958.

Agricultura (ONU/FAO) recomendou o uso do método de Penman-Monteith para a estimativa da evapotranspiração de referência (Allen et al., 1998) como sendo o método de estimativa mais preciso.

A evapotranspiração é influenciada por fatores climáticos, fisiológicos, manejo e umidade do solo. Os principais fatores climáticos são: radiação solar, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e pressão de vapor. Um dos elementos climáticos de maior importância na evapotranspiração é a energia solar. A quantidade de energia solar que chega à superfície varia conforme a latitude e a época do ano (Pereira et al., 1997). De acordo com os autores, a disponibilidade de energia é controlada pelo albedo (reflexão da superfície), em que uma vegetação mais clara reflete mais do que aquelas mais escuras e, portanto, tem menos energia disponível. Entretanto, uma vegetação de floresta reflete menos radiação solar do que uma cultura ou um gramado e sua evapotranspiração é maior, considerando as mesmas condições atmosféricas.

Com relação à planta, os fatores são: área foliar, arquitetura foliar, estágio de desenvolvimento, resistência do dossel e outros relacionados ao coeficiente de cultura (K_c). Entre os fatores relacionados à planta, o índice de área foliar (IAF) merece destaque, sendo diretamente relacionado à produtividade e à evapotranspiração de ecossistemas florestais (Lang & Mcmurtrie, 1992). Do ponto de vista de plantações, é importante quantificar o IAF, assim como sua variação ao longo de seu ciclo produtivo, pois, a partir dessa quantificação, torna-se possível sua utilização como variável de entrada em modelos hidrológicos e de crescimento (Xavier et al., 2002; Mello et al., 2008; Viola, 2008).

A evapotranspiração pode ser estimada por métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos estimam a evapotranspiração diretamente por meio de lisímetros, balanço hídrico e controle de umidade no solo, porém, demandam tempo e recursos para sua condução (Pereira et al., 1997; Mendonça et al.,

2003). Os indiretos são menos onerosos e baseiam-se na aplicação de métodos matemáticos que utilizam dados climatológicos medidos em estações meteorológicas (Pereira et al., 1997).

2.4 Balanço Hídrico

O balanço hídrico consiste em uma análise dos componentes do ciclo da água e resulta da aplicação dos princípios de conservação de massa para a água, em um volume de solo vegetado, apresentando informações de ganho, perda e armazenamento de água. Basicamente, as variáveis que interferem nas possíveis entradas de água no sistema são: precipitação, escoamento superficial, drenagem lateral e ascensão capilar. Do mesmo modo, as possíveis variáveis responsáveis pela saída de água incluem a evapotranspiração, o escoamento superficial, a drenagem lateral e a drenagem profunda (Pereira et al., 1997).

Segundo Almeida & Soares (2003), o balanço de água em ecossistemas de floresta depende da precipitação, interceptação de água pelo dossel, escoamento lateral e em profundidade (drenagem profunda) e evapotranspiração, sendo influenciado pela densidade de plantas, tipo de solo, comportamento fisiológico da planta e pela estrutura e arquitetura do dossel.

Segundo Scardua (1994), o balanço hídrico é uma das primeiras e mais importantes análises a serem feitas em estudos hidrológicos, uma vez que com base nele pode-se verificar a influência da floresta ou do uso da terra no regime hidrológico da bacia hidrográfica.

O balanço hídrico relaciona a quantidade de cada componente do ciclo, podendo ser efetuado em diversos níveis, de acordo com o volume de controle utilizado e em diferentes escalas de tempo, sendo maior a sua complexidade quanto menor for a escala de tempo requerida. A análise de seus componentes é ferramenta significativa na implantação de programas de desenvolvimento com sustentabilidade (Borges & Mendiondo, 2007).

A avaliação de cada termo da equação do balanço hídrico, inclusive a evapotranspiração de referência, envolve o levantamento de dados estimados ou de expressões que representem o mecanismo de transporte dos volumes. Para quantificação dessas variáveis, utilizam-se modelos empíricos ou determinísticos, com ou sem componentes aleatórios ou probabilísticos (Soares et al., 2003).

Muitos modelos de balanço-hídrico carecem de uma técnica para estimativa da evapotranspiração e que, muitas vezes, a representam com pouca justificativa biofísica. A razão para essa carência é pelo fato de que a evapotranspiração sempre foi difícil de ser medida, especialmente em escala espacial sobre um ecossistema (Fisher et al., 2005).

Soares & Almeida (2001) desenvolveram um modelo de estimativa do consumo de água por plantas de eucalipto, ajustando o modelo de Penman-Monteith às condições fisiológicas dessa espécie e compararam os resultados do balanço hídrico final ao comportamento da umidade do solo em uma microbacia hidrográfica experimental. Esse modelo indicou que, em anos nos quais a precipitação ocorre em torno da média histórica da região (~1350 mm), há um equilíbrio entre evapotranspiração e precipitação. Uma adaptação da versão desse modelo foi feita também para floresta nativa (Mata Atlântica), visando a comparar o comportamento hidrológico dessas duas espécies vegetais.

Kosugi & Katsuyama (2007) trabalharam com dados de evapotranspiração estimada pelo modelo de Penman-Monteith e estimada por meio de balanço hídrico. Os autores mostraram a importância de se realizar ajustes no modelo matemático original, incluindo parâmetros fundamentais associados ao consumo de água pelas plantas e seu metabolismo.

Diante do exposto, percebe-se o interesse de pesquisadores em estimar o consumo de água das plantas por meio de balanço hídrico e modelos matemáticos, como o de Penman-Monteith. Neste trabalho, pretende-se estimar

os parâmetros (condutância estomática e condutância aerodinâmica) associados ao consumo de água de um remanescente de Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG.

2.5 Métodos de estimativa da evapotranspiração

Os métodos de estimativa da evapotranspiração, também denominados métodos indiretos, foram propostos por diversos pesquisadores em todo o mundo, com diferentes concepções e número de variáveis envolvidas (Mendonça et al., 2003). Esses métodos baseiam-se na aplicação de modelos matemáticos que utilizam dados climatológicos medidos em estações meteorológicas (Pereira et al., 1997). Entretanto, a conveniência em se utilizar um ou outro método depende da disponibilidade de dados meteorológicos e da escala de tempo requerida (Syerreck, 2006).

De acordo com os princípios envolvidos no seu desenvolvimento, os métodos de estimativa da evapotranspiração podem ser agrupados em: empíricos, aerodinâmico, balanço de energia e combinados (Pereira et al., 1997). Os métodos empíricos têm aplicabilidade quase universal e são resultantes de correlações entre a evapotranspiração e os elementos meteorológicos, ambos medidos em condições padronizadas. Os métodos combinados associam os efeitos do balanço de energia ao do poder evaporante do ar (Pereira et al., 1997).

Um dos primeiros métodos de estimativa da evapotranspiração foi proposto por Thornthwaite (1946). Baseado em balanço hídrico de bacias hidrográficas e em medidas da evapotranspiração em lisímetros, Thornthwaite desenvolveu um conjunto de equações que utiliza apenas a temperatura do ar como variável independente (Pereira et al., 1997). Camargo & Sentelhas (1997) obtiveram bom desempenho desse método para as condições subtropicais úmidas no interior paulista, comparando-o a medidas em evapotranspirômetros.

Tomando como base os resultados da equação de Thornthwaite, Camargo (1971) propôs uma equação mais simples para a estimativa da evapotranspiração de referência. Nesse modelo, considera-se além da temperatura média do período, a radiação solar extraterrestre diária e um fator de ajuste que varia com a temperatura média anual do local.

Blaney-Criddle, em 1950, desenvolveu um método para estimar a evapotranspiração em regiões áridas e semi-áridas. Entretanto, esse método é empregado em diferentes regiões do mundo (Conceição, 2003). Segundo Pereira et al. (1997), o método de Blaney-Criddle, apesar de ser classificado com base apenas na temperatura, exige observações da umidade relativa, velocidade do vento e razão de insolação.

Outro método que considera a temperatura do ar como a única variável para um local é o de Linacre, o qual é uma simplificação do método de Penman (Pereira et al., 1997). Esse método apresentou boa correlação na estimativa da evapotranspiração de referência na região norte-fluminense, RJ, para períodos superiores a 7 dias, comparados aos valores encontrados em lisímetro (Mendonça et al., 2003).

Considerando os dados obtidos em lisímetro gramado, na região semi-árida da Califórnia, Hargreaves & Samani propuseram uma equação baseada em valores de temperatura (máxima, média e mínima), na altitude e na radiação extraterrestre (Pereira et al., 2002). Mendonça et al. (2003) compararam as estimativas desse método aos valores obtidos em um lisímetro de pesagem na região norte-fluminense, RJ e obtiveram uma precisão adequada na estimativa da evapotranspiração para períodos superiores a 7 e 10 dias.

O método de Penman foi o primeiro método indireto que combinou os efeitos do balanço de energia com o poder evaporante do ar e é denominado, por essa razão, de método combinado (Pereira et al., 1997; Kobiyama & Vestena, 2006). Segundo Bernardo (2002), o método de Penman apresenta boa precisão,

porém exige o monitoramento de um grande número de dados meteorológicos e seu emprego é razoavelmente trabalhoso. A maior limitação ao seu emprego está na dificuldade em se obter todos os dados meteorológicos necessários, o que tem levado vários pesquisadores a sugerirem modificações para simplificar o método de Penman, destacando-se entre eles Monteith e Doorenbos & Pruitt (Kobiyama & Vestena, 2006).

Monteith (1965) generalizou a equação de Penman para estresse hídrico de culturas pela introdução da resistência do dossel à difusão do vapor d'água. Esse método, por envolver tanto os fatores físicos quanto os biológicos, foi adotado pela FAO como o método mais adequado para a estimativa da evapotranspiração de referência (Allen et al., 1998).

2.6 Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração

Antes de aplicar um método de estimativa da evapotranspiração de referência para determinado local, é recomendável avaliar a aplicabilidade do método para a região em questão, evitando, assim, erros de estimativas que podem gerar prejuízos à planta e ao agricultor. Essa avaliação tem sido feita comparando valores obtidos por equações empíricas aos obtidos por meio de Lisímetros, em menor escala devido ao alto custo do equipamento, e por meio da comparação com o método padronizado pela FAO, Penman-Monteith.

Ao correlacionar valores estimados com os observados pela análise de regressão, pode-se considerar os seguintes índices de validade das equações: coeficiente de correlação (r); concordância ou exatidão (d) e desempenho ou confiança (c) (Camargo & Camargo, 2000).

Nesse sentido, Borges & Mendiondo (2007) compararam os modelos Blaney-Criddle, Hargreaves, Camargo, Thornthwaite, Hamon e Kharrufa ao modelo Penman-Monteith padronizado pela FAO, para a bacia do rio Jacupiranga no estado de São Paulo. Esses pesquisadores concluíram que os

métodos de Hargreaves e Camargo podem ser aplicados tanto na forma original como na formulação modificada com coeficientes regionais para a bacia; a equação de Hargreaves com coeficientes regionais apresentou altos índices de confiança e é recomendada devido às suas exequibilidade e simplicidade.

Conceição & Mandelli (2005) avaliaram a adequabilidade de métodos que empregam a temperatura do ar e/ou radiação solar como variáveis de entrada aos valores diários estimados pelo método de Penman-Monteith-FAO para a região de Bento Gonçalves, RS. Os métodos comparados foram: Hargreaves & Samani, Camargo, Thornthwaite, Thornthwaite modificado, Makkink e Radiação. Os melhores resultados obtidos por esses autores foram com os métodos que empregam a radiação global incidente como variável, como os de Makkink e Radiação.

Oliveira & Carvalho (1998) compararam os métodos de Hargreaves, Penman-FAO e Radiação-FAO ao método padrão Penman-Monteith na estimativa da evapotranspiração de referência para as localidades de Seropédica e Campos, no estado do Rio de Janeiro. Os autores concluíram que todos os métodos superestimaram a evapotranspiração, mas apresentaram correlação, podendo ser utilizados na estimativa da ETo para as duas localidades.

De acordo com Oliveira et al. (2005), em estudo feito na região de Goiânia-GO, a melhor estimativa da evapotranspiração para todos os meses do ano e para o período seco (abril a setembro) foi obtida pelo método de Penman-FAO em comparação ao Penman-Monteith (padrão), seguido do método de Blaney-Criddle. Para o período chuvoso (outubro a março), os resultados obtidos pelo modelo de Blaney-Criddle foram os que mais se aproximaram do modelo padrão.

Mendonça et al. (2003) fizeram um estudo para propor coeficientes de ajuste regional entre o método lisimétrico e os métodos de Penman-Monteith-FAO, Makkink, Linacre, Jensen-Haise, Hargreaves-Samani, Radiação Solar e

Tanque Classe A , para a região de Campos dos Goytacazes, RJ. Concluíram que todos os métodos avaliados atendem satisfatoriamente à estimativa da ETo na região norte-fluminense do estado do Rio de Janeiro, apresentando boa adequabilidade para períodos maiores que sete dias.

Magalhães (2008) comparou os métodos de Makkink, Hargreaves-Samani, Tanque Classe A e Budyko com o método padrão Penman-Monteith-FAO, para a região de Lavras-MG, obtendo maior aproximação com relação ao método padrão (Penman-Monteith-FAO), pelo método de Makkink, seguido de Hargreaves-Samani, Tanque Classe A e Budyko.

Diante do contexto, nota-se a variabilidade da adequação de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência em comparação ao método padrão Penman-Monteith-FAO para diferentes localidades. Dessa forma, pretende-se, neste trabalho, avaliar a precisão de métodos mais simples de estimativa da evapotranspiração de referência em comparação ao método padrão Penman-Monteith-FAO, visando a facilitar estudos na região da Serra da Mantiqueira, MG.

3 MATERIAL E MÉTODOS GERAL

3.1 Caracterização da área de estudo

A área de estudo na qual foi desenvolvido o presente trabalho encontra-se dentro da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, na região da Serra da Mantiqueira, que está inserida na Unidade de Planejamento e Gestão dos Recursos Hídricos-GD01. Localiza-se no município de Bocaina de Minas, na região sul do estado de Minas Gerais, desaguando diretamente no Rio Grande, principal formador do reservatório da UHE de Camargos/CEMIG. A bacia hidrográfica situa-se entre as coordenadas UTM “7551369” - “7554369” de latitude S e “553842” - “557742” de longitude W e entre as altitudes de 1144 e 1739 m. A localização da bacia encontra-se na Figura 1.

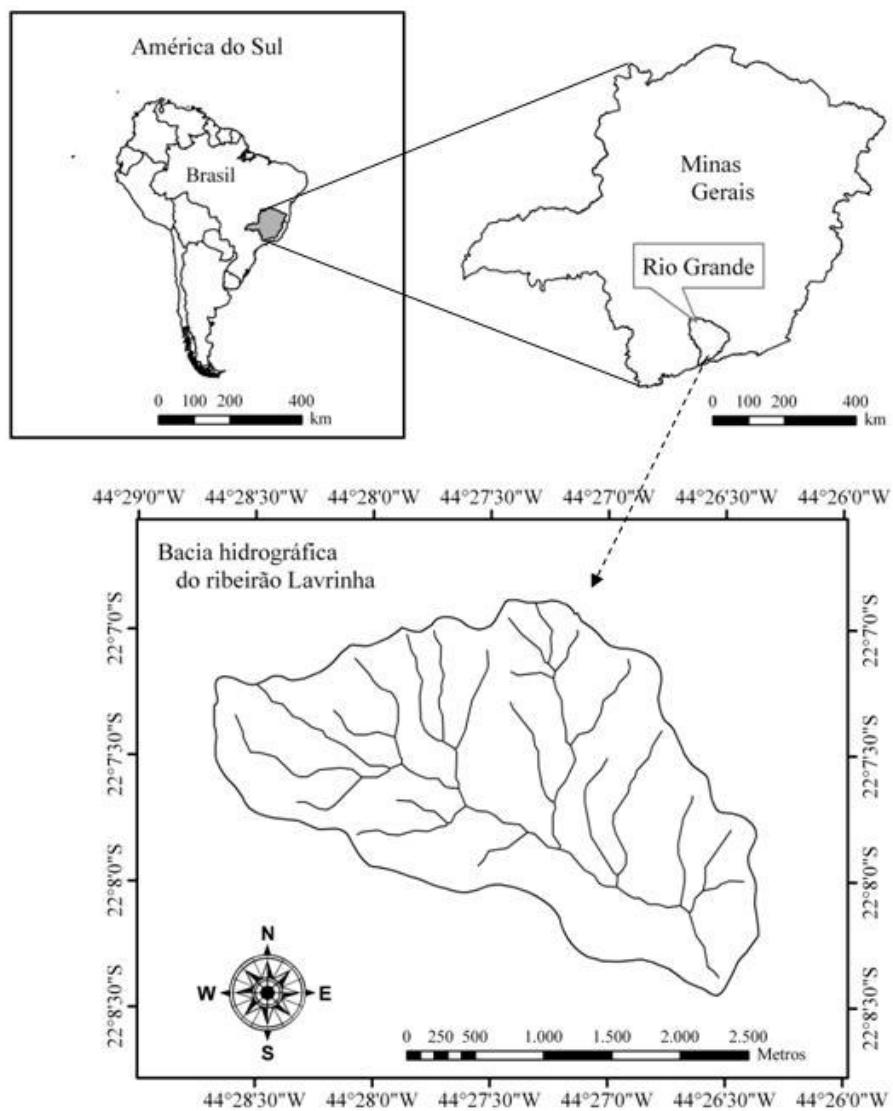


FIGURA 1. Mapa do Estado de Minas Gerais com destaque para as regiões em estudo.

O clima da região é Cwb pela classificação de Köppen, com invernos frios e menos úmidos que os verões, que são amenos e mais chuvosos. A temperatura média no mês mais quente e no mês mais frio são 19°C e 11°C, respectivamente, com ocorrência de geadas.

A bacia hidrográfica possui área de drenagem de 692 ha, apresentando declividade média de 35%, sendo caracterizada pelos solos Cambissolo Háplico Distrófico, Neossolo Flúvico e Gleissolo Háplico, presentes nas áreas de várzeas (Menezes, 2007). Possui áreas de Mata Atlântica e pastagem, sendo a formação florestal classificada como Floresta Ombrófila. A atividade econômica predominante do local é a pecuária leiteira extensiva. Na Figura 2, apresenta-se o mapa da bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, com destaque para a nascente na qual este estudo foi conduzido.

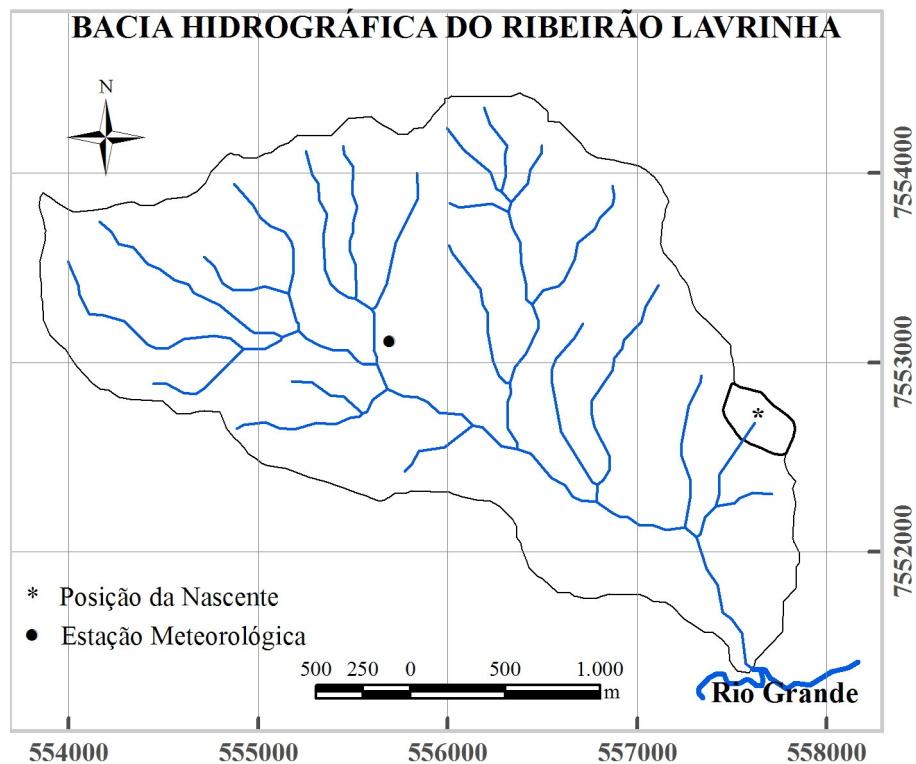


FIGURA 2. Bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, com destaque para a nascente sob monitoramento do balanço hídrico e a posição da estação meteorológica.

A área da nascente apresenta uma faixa estreita de mata nativa (Mata Atlântica) ao redor de seu curso d'água, com vegetação de porte alto e plantas

características de sub-bosque. Sua classificação, de acordo com Scolforo et al. (2008), é Floresta Ombrófila.

3.2 Monitoramento climático

A bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha está sob monitoramento hidrológico e climático desde 2005, por meio de um linígrafo automático e uma estação climatológica completa instalada na área, programada para coletar informações a cada 20 minutos. Para o estudo da evapotranspiração da Mata Atlântica, os dados foram transformados em valores médios diários para cada intervalo do monitoramento da umidade do solo apresentado a seguir. Na Figura 3 observa-se a estação climatológica utilizada no monitoramento.



FIGURA 3. Estação climatológica instalada na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha para o monitoramento climático.

3.3 Modelo de Penman-Monteith-FAO

Monteith (1965) introduziu o fator fisiológico ao método de Penman, ou seja, a resistência do dossel da vegetação à difusão do vapor d'água. A equação do método de Penman-Monteith pode ser assim descrita (Allen et al., 1998):

$$ET_{oPM} = \frac{0,408 \cdot \Delta \cdot (R_n - G) + \gamma \cdot \frac{900}{T + 273} \cdot u_2 \cdot (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma \cdot (1 + 0,34 \cdot u_2)} \quad (2)$$

em que ET_{oPM} é a evapotranspiração de referência (mm d^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão de saturação do vapor ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$); G é o fluxo de calor no solo ($\text{MJ m}^{-2} \text{d}^{-1}$), na escala diária $G = 0$; γ é o coeficiente psicrométrico ($\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$); u_2 é a velocidade do vento a 2 m de altura (m s^{-1}); e_s é a pressão de saturação do vapor d'água (kPa); e_a é a pressão atual do vapor d'água (kPa) e T é a temperatura média diária do ar ($^\circ\text{C}$).

A declividade da curva de pressão de saturação de vapor foi estimada pela expressão abaixo (Allen et al., 1998):

$$\Delta (\text{kPa } ^\circ\text{C}^{-1}) = \frac{4098 \cdot e_s}{(T + 237,3)^2} \quad (3)$$

em que e_s é a pressão de saturação do vapor d'água (kPa) e T é a temperatura média diária do ar ($^\circ\text{C}$).

A pressão de saturação do vapor d'água foi obtida pela equação de Murray, descrita por Pereira et al. (1997) como:

$$e_s (\text{kPa}) = 0,6108 \cdot e^{\left(\frac{17,27 \cdot T}{T + 237,3}\right)} \quad (4)$$

em que T é a temperatura média diária do ar ($^\circ\text{C}$).

A pressão atual do vapor d'água (e_a) foi obtida por:

$$e_a (\text{kPa}) = e_s \cdot \frac{UR}{100} \quad (5)$$

em que UR é a umidade relativa do ar (%) e e_s foi descrito anteriormente.

O saldo de radiação (R_n) foi obtido pela equação:

$$R_n = \text{BOC} + \text{BOL} \quad (6)$$

em que BOC é o balanço de ondas curtas e BOL é o balanço de ondas longas. O BOC foi assim obtido:

$$BOC = R_s (1 - \alpha) \quad (7)$$

em que R_s é a radiação solar ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e α é o albedo (adimensional), considerado igual a 0,23 para a grama (cultura padrão).

O balanço de ondas longas (BOL) foi obtido pela equação de Brunt, descrito por Pereira et al. (1997):

$$BOL = -\left[0,56 - 0,09 \cdot (e_a)^{0,5}\right] \cdot 20,17 \times 10^{-10} \cdot T^4 \cdot \left[0,1 + 0,9 \cdot \frac{n}{N}\right] \quad (8)$$

em que T é a temperatura média diária do ar (K); n é a insolação (horas); e_a é a pressão atual do vapor d'água (mmHg), estimada pela equação 5; e N é o fotoperíodo (horas), obtido segundo Vianello & Alves (2000):

$$N(\text{horas}) = \frac{2H}{15} \quad (9)$$

em que H é o ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol (graus), o qual foi estimado pela equação 10:

$$H = \arcsin(-\tan\phi \cdot \tan\delta) \quad (10)$$

em que ϕ é a latitude local (graus) e δ é a declinação solar ($^{\circ}\text{C}$). Essa foi estimada segundo Vianello & Alves (2000):

$$\delta(^{\circ}\text{C}) = 23,45 \cdot \sin\left(\frac{360}{365} \cdot (284 + \text{DJ})\right) \quad (11)$$

em que DJ corresponde ao dia juliano.

A insolação (n) foi estimada pela seguinte expressão:

$$n(\text{horas}) = \left(\frac{R_s}{Q_o} - a\right) \cdot \frac{N}{b} \quad (12)$$

em que Q_o é a radiação solar extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); R_s é a radiação solar ($\text{MJ m}^{-2} \text{ d}^{-1}$); N foi definido anteriormente; “ b ” = 0,52 e “ a ” é estimado em função da latitude local (graus) como:

$$a = 0,29 \cdot \cos(\varphi) \quad (13)$$

A radiação solar extraterrestre foi estimada segundo Vianello & Alves (2000):

$$Q_o \left(\text{MJ m}^{-2} \text{dia}^{-1} \right) = \frac{0,0864}{\pi} \cdot S \cdot D_r \cdot (H \cdot \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \text{sen}(H)) \quad (14)$$

em que S é a constante solar (1367 w m^{-2}); D_r é a distância relativa terra-sol (adimensional); φ e δ foram definidos anteriormente; e H é o ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol (radianos). A distância relativa terra-sol foi estimada pela equação 15:

$$D = 1,0001 + 0,0342 \cos(x) + 0,0012 \text{sen}(x) + 0,0007 \cos(2x) + 0,00007 \text{sen}(2x) \quad (15)$$

em que x é dado por: $2\pi(DJ-1)/365$.

O coeficiente psicrométrico (γ) foi obtido pela seguinte equação:

$$\gamma \left(\text{kPa}^\circ \text{C}^{-1} \right) = 0,0016286 \cdot \frac{P_{\text{atm}}}{\lambda} \quad (16)$$

em que P_{atm} é a pressão atmosférica (kPa) e λ é o calor latente de vaporização ($\text{MJ Kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$).

4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALLEN, R. G.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration: guidelines for computing crop water requirements**. Rome: FAO Irrigation and Drainage, 1998. 300 p. (Paper 56).
- ALMEIDA, A. C.; SOARES, J. V. Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e Floresta Ombrofila Densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 2, p. 159-170, 2003.
- BERNARDO, S. **Manual de irrigação**. 6. ed. Viçosa, MG: UFV, 2002. 657 p.
- BEVEN, K. Changing ideas in hydrology-the case of physically based models. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 105, p. 157-172, 1989.
- BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. Comparação entre equações empíricas para a estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga-SP. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 3, p. 293-300, 2007.
- CAMARGO, A. P. **Balço hídrico no estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: IAC, 1971. 24 p. (Boletim, 116).
- CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.
- CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.
- CARNEIRO, R. L. C.; RIBEIRO, A.; HUAMAN, C. A. M.; LEITE, F. P.; SEDIYAMA, G. C.; BASTOS, N. F. Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 1 determinação da condutância estomática em tratamentos irrigado e não-irrigado. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 32, n. 1, p. 1-10, 2008.
- CONCEIÇÃO, M. A. F. Estimativa da evapotranspiração de referência com base na temperatura do ar para as condições do Baixo Rio Grande, SP. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 11, n. 2, p. 229-236, 2003.

- CONCEIÇÃO, M. A. F.; MANDELLI, F. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência em Bento Gonçalves, RS. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 13, n. 2, p. 303-307, 2005.
- DAVID, T. S.; FERREIRA, I.; PEREIRA, J. S.; COHEN, S.; DAVID, J. S. Transpiração em árvores isoladas de um montado de azinho: evolução sazonal e condicionantes hidráulicas. **Silva Lusitana**, Lisboa, v. 10, p. 133-149, 2002.
- FISHER, J. B.; QI, Y.; XU, M.; GOLDSTEIN, A. H. Evapotranspiration methods compared on a Sierra Nevada Forest Ecosystem. **Environmental Modelling & Software**, Oxford, v. 20, p. 783-796, 2005.
- GRAYSON, R. B.; MOORE, I. D.; McMAHON, T. A. Physically-based hydrologic modeling: II., is the concept realistic? **Water Resources Research**, Washington, v. 26, n. 10, p. 2659-2666, 1992.
- KOBYAMA, M.; VESTENA, L. R. Aplicação do método de PENMAN modificado no cálculo da evapotranspiração potencial para quatro estações meteorológicas do estado do Paraná. **Revista Ciências Exatas e Naturais**, Guarapuava, v. 8, n. 1, p. 83-97, 2006.
- KOSUGI, Y.; KATSUYAMA, M. Evapotranspiration over a Japanese cypress forest: II., comparison of the eddy covariance and water budget methods. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 334, p. 305-311, 2007.
- JARVIS, P. G. Stomatal responses to water interactions in Conifers. In: TURNER, P. J.; KRAMER, P. J. (Ed.). **Adaptation of plants to water and high temperature stress**. New York: J. Wiley, 1980. p. 105-122.
- JARVIS, P. G.; McNAUGHTON, K. G. Stomatal control of transpiration: scaling up from leaf to region. **Advances in Ecological Research**, New York, v. 15, p. 1-49, 1986.
- LANDSBERG, J. J. Tree water use and its implications in relation to agroforestry systems. In: _____. **The ways trees use water**. ACT: Rural Industries Research and Development Corporation, 1999. p. 1-38.
- LANG, A. R. G.; McMURTRIE, R. E. Total leaf areas of single trees of *Eucalyptus grandis* estimated from transmittances of the sun's beam. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 58, p. 79-92, 1992.

LIMA, J. E. F. W.; SILVA, C. L.; OLIVEIRA, C. A. S. Comparação da evapotranspiração real simulada e observada em uma bacia hidrográfica em condições naturais de cerrado. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 5, n. 1, p. 33-41, 2001.

LIMA, V. P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2. ed. São Paulo: EDUSP, 1996. 301 p.

LIMA, W. P. O papel hidrológico da floresta na proteção dos recursos hídricos. In: Congresso Florestal Brasileiro, 1986, Olinda, PE. **Silvicultura**, Olinda, v. 41, p. 59-62, 1986.

MAGALHÃES, C. A. S. **Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos climáticos na região de Lavras, MG**. 2008. 84 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.

McWILLIAM, A. L. C.; CABRAL, O. M. R.; GOMES, B. M.; ESTEVES, J. L.; ROBERTS, J. M. Forest and pasture leaf-gas exchange in south-west Amazonia. In: GASH, J. H. C.; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. (Ed.). **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 265-286.

MELLO, C. R.; VIOLA, M. R.; NORTON, L. D.; SILVA, A. M.; WEIMAR, F. A. Development and application of a simple hydrology model simulation for a Brazilian headwater basin. **Catena**, Amsterdam, v. 75, p. 235-247, 2008.

MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F. de; BERNARDO, S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 275-279, 2003.

MENEZES, M. D. **Levantamento de solos em sub-bacias hidrográficas como apoio para avaliação do uso da terra e da potencialidade de recarga de aquíferos**. 2007. 107 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras.

MIELKE, M. S.; OLIVA, M. A.; BARROS, N. F.; PENCHEL, R. M.; MARTINEZ, C. A.; ALMEIDA, A. C. Stomatal control of transpiration in the canopy of a clonal *Eucalyptus grandis* plantation. **Trees**, Santa Mônica, 13, p. 152-160, 1999.

MONTEITH, J. L. Evaporation and environment: rothmsted experimental station. **Harpendem**, Herts, v. 19, p. 205-234, 1965.

OLIVEIRA, M. A. A.; CARVALHO, D. F. Estimativa da evapotranspiração de referência e demanda suplementar de irrigação para o milho (*Zea mays* L.) em Seropédica e Campos, Rio de Janeiro. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 27., 1998, Poços de Caldas, MG. **Anais...** Poços de Caldas, 1998. p. 94-96.

OLIVEIRA, R. Z.; OLIVEIRA, L. F. C.; WEHR, T. R.; BORGES, L. B.; BONOMO, R. Comparação de metodologias de estimativa da evapotranspiração de referencia para a Região de Goiânia, GO. **Bioscience Journal**, Uberlândia, v. 21, n. 3, p. 19-27, 2005.

PEREIRA, A. R.; ANGELOCCI, L. R.; SENTELHAS, P. C. **Agrometeorologia**: fundamentos e aplicações práticas. Guaíba: Ed. Agropecuária, 2002. 478 p.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica**: aplicação a bacias hidrográficas. 2003. 158 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; COSTA, J. P.; McWILLIAM, A. L. C.; SÁ, T. D. A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: GASH, J. H. C. ; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 287-306.

RUNNING, S. W.; COUGHLAN, J. C. A general model of forest ecosystem processes for regional applications: I., hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. **Ecological Modelling**, Amsterdam, v. 42, p. 125-154, 1988.

SÁ, T. D. A.; COSTA, J. P. R.; ROBERTS, J. M. Forest and pasture conductances in southern Pará, Amazônia. In: GASH, J. H. C. ; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 241-263.

SCARDUA, F. P. **Caracterização hidrológica de uma microbacia hidrográfica experimental da Estação Experimental de Ciências Florestais de Itatinga**. 1994. 93 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) - Escola Superior de Agricultura "Luis de Queiroz, Piracicaba.

SCOLFORO, J. R. S.; MELLO, J. M.; OLIVEIRA, A. D.; CARVALHO, L. M. T.; ACERBI JUNIOR, F. W. Amostragem e caracterização dos fragmentos inventariados. In: SCOLFORO, J. R. S.; MELLO, J. M.; OLIVEIRA, A. D. (Org.). **Inventario florestal de Minas Gerais: cerrado: florística, estrutura, diversidade, similaridade, distribuição diamétrica e de altura, volumetria, tendências de crescimento e áreas aptas para manejo florestal**. Lavras: UFLA, 2008. v. 1, p. 1-76.

SHERIFF, D. W. Stomatal aperture and the sensing of the environment by guard cells. **Plant, Cell and Environment**, Oxford, v. 2, p. 15-22, 1979.

SMITH, M. **Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome: FAO, 1991. 45 p.

SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C. Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing Eucalyptus plantation in Brazil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 253, n. 1/4, p. 130-147, 2001.

SOARES, A. K.; OHNUMA JUNIOR, A. A.; BORGES, A. C.; PAGNOSSI, A. A.; ANGELOTTI NETTO, A.; CORRÊA FILHO, C. R. R.; BRITO, C. M. S.; VELA, F. J.; LIMA, G.; BENINI, R. M.; MENDIONDO, E. M. Análise do balanço hídrico serial na bacia da represa do Broa, SP. In: Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 15., 2003, Curitiba, PR. **Anais...** Curitiba: ABRH, 2003. CD-Rom.

SYPERRECK, V. L. G. **Avaliação do desempenho de modelos para a estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Palotina, PR**. 2006. 48 p. Dissertação (Mestrado em Agronomia) - Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Marechal Cândido Rondon.

THORNTHWAITE, C. W. The moisture factor in climate. **Transactions of the American Geographical Union**, Washington, v. 27, p. 41-48, 1946.

TIM, U. S. Emerging technologies for hydrologic and water quality modeling research. **Transactions of the ASAE**, Amsterdam, v. 39, n. 20, p. 465-476, 1996.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. Porto Alegre: UFRGS; ABRH, 1998. 669 p.

TUCCI, C. E. M. **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2. ed. Porto Alegre: UFRS; ABRH, 2001. 943 p.

VALLE, R. R.; SILVA, W. S.; MIRANDA, R. A. C. Stomatal resistance and transpiration rates of shaded and unshaded Cacao trees. **Revista Theobroma**, Itabuna, v. 17, p. 175-187, 1987.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 448 p.

VIOLA, M. R. **Simulação hidrológica na região Alto Rio Grande a montante do reservatório de Camargos/CEMIG**. 2008. 120 p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola. Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.

XAVIER, A. C.; SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C. Variação do índice de área foliar em clones de eucalipto ao longo do seu ciclo de crescimento. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 26, n. 4, p. 421-427, 2002.

CAPÍTULO 2

COMPORTAMENTO DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO EM UM REMANESCENTE DE MATA ATLÂNTICA NA REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG

RESUMO

PEREIRA, Donizete dos Reis. Comportamento da evapotranspiração em um remanescente de Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG. **In: _____ Evapotranspiração em área de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG.** 2009, Cap. 2, p.31 – 58. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.⁴

O entendimento da fisiologia da planta é fundamental para modelagem dos processos associados à interação entre o sistema solo-planta-atmosfera. Objetivou-se com o presente estudo determinar a evapotranspiração de uma vegetação de Mata Atlântica via balanço hídrico e estimar os parâmetros referentes a essa cobertura vegetal (condutância estomática e aerodinâmica), por meio do modelo de Penman-Monteith, tendo a evapotranspiração determinada pelo balanço hídrico como referência. Em termos do balanço hídrico, a evapotranspiração correspondeu a 85% do total precipitado durante o período de estudo, a drenagem profunda a 11% e o armazenamento, em média, pouco mais de 1%. A condutância aerodinâmica do dossel (g_a) apresentou valor mínimo de $0,0921 \text{ m s}^{-1}$, valor máximo de $0,1000 \text{ m s}^{-1}$ e um valor médio de $0,0993 \text{ m s}^{-1}$. Verificaram-se valores de condutância estomática (g_s) variando de $0,001$ a $0,0041 \text{ m s}^{-1}$, sendo influenciada tanto pelas condições ambientais como pela disponibilidade hídrica. Observou-se que, durante o período chuvoso, a aplicação do modelo Penman-Monteith com os parâmetros médios ajustados (g_a e g_s) produziu superestimativa em alguns casos e subestimativa em outros. No entanto, de forma geral, o modelo mostrou-se com boa precisão, ajustando-se bem aos valores observados, com pequena superestimativa, no período de 2/5/08 a 28/8/08 e excelente concordância no período de 29/8/08 a 10/11/08.

⁴ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador); Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (Co-orientadora) e Antônio Marciano da Silva (Co-orientador).

ABSTRACT

PEREIRA, Donizete dos Reis. Evapotranspiration behavior at Atlantic Forest fragment in Mantiqueira Range region, MG. In: _____ **Evapotranspiration of Atlantic Forest in Mantiqueira Range region, MG.** 2009, Chap. 2, p.31 – 58. Dissertation (Master Science Program in Agricultural Engineering, Soil and Water Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras –MG.⁵

The plant physiology understanding is fundamental for modeling the physical process on soil-plant-atmosphere system. The objective of this study was to determine the evapotranspiration of an Atlantic Forest fragment by water balance, estimating the surface parameters (surface and aerodynamic resistance), by Penman-Monteith model (PMM). The evapotranspiration determined by the water balance was applied as reference. In terms of the water balance components, evapotranspiration corresponded to 85% of the total pluvial precipitation in the period; deep percolation corresponded to 11% and soil water storage slightly above 1%. The aerodynamic conductance (g_a) varied from 0.0921 m s^{-1} to 0.1000 m s^{-1} , and mean value of 0.0993 m s^{-1} . The stomatal conductance (g_s) varied from 0.001 to 0.0041 m s^{-1} , and mean value of 0.002 m s^{-1} , being influenced by weather conditions and soil water availability. During the rainy days, we could observe that the application of PMM with mean parameters estimated (g_a e g_s), resulted in over estimate in some cases and underestimation in others. In general way, the PMM produced good performance, fitting very well to the observed values, with low over estimation during May 2nd and August 28th and excellent accuracy in the period from August 29th to November 10th.

⁵ Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA; Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (DEG/UFLA) and Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA).

1 INTRODUÇÃO

Estudos hidrológicos em bacias hidrográficas são fundamentais para compreender os processos que controlam o ciclo da água e os impactos gerados pelas mudanças no uso do solo sobre a quantidade e a qualidade da água. O ciclo hidrológico compreende os processos que controlam a distribuição e o movimento da água em diferentes situações (solo, atmosfera e rios), sendo impulsionado pela ação da gravidade e da energia solar.

Os principais componentes do ciclo hidrológico são a precipitação, infiltração, escoamento superficial, evaporação e transpiração. As florestas exercem papel fundamental nesse contexto, pois a cobertura florestal influencia de maneira positiva a hidrologia do solo, melhorando os processos de infiltração, percolação e armazenamento de água, e conseqüentemente, diminuindo o escoamento superficial direto e reduzindo o processo erosivo (Lima, 1986).

Apesar de sua importância, as florestas naturais, principalmente a vegetação de Mata Atlântica, vêm sendo reduzida com o desmatamento sem controle ocasionado pela ação antrópica. Essa redução tem provocado vários problemas associados às inundações e deslizamentos de terra em grande parte da costa brasileira e em algumas regiões do interior de MG, SC e SP.

O balanço de água nesses ambientes depende da precipitação, da interceptação da chuva pelo dossel, do escoamento lateral e em profundidade (drenagem profunda) e da evapotranspiração, sendo influenciado pela densidade de plantas, tipo de solo, comportamento fisiológico da planta e pela estrutura e arquitetura do dossel (Almeida & Soares, 2003).

É por meio desse balanço que se torna possível conhecer o comportamento do consumo de água pelas plantas e sua relação com o tipo de solo e condições climáticas. Nesse sentido, é importante considerar o aspecto

fisiológico das plantas, uma vez que eles controlam todo o processo de consumo de água e sua transferência vertical para a atmosfera.

A transpiração constitui-se em um mecanismo de transferência de água das plantas para a atmosfera. É um processo físico que ocorre nas folhas, causando evaporação da água através dos estômatos, que são estruturas microscópicas, os quais realizam um controle na transpiração através de sua maior ou menor abertura em função das condições ambientais em que se encontram. As principais variáveis ambientais que controlam as trocas gasosas entre os estômatos e a atmosfera são radiação solar, temperatura do ar e disponibilidade de água no solo (Lima, 1996; Pereira et al., 1997; Carneiro et al., 2008).

A transpiração diária de vegetações tem sido estimada aplicando a equação de Penman-Monteith, por ela resultar em estimativas mais precisas (Roberts et al., 1993; Zhang et al., 1996). Soares & Almeida (2001) desenvolveram um modelo de estimativa do consumo de água por plantas de eucalipto, ajustando o modelo de Penman-Monteith às condições fisiológicas dessa espécie. Uma adaptação da versão desse modelo foi feita também para as condições de Mata Atlântica do estado do Espírito Santo, visando a comparar o comportamento hidrológico dessas duas situações. Entretanto, estudos envolvendo o consumo de água por vegetação de Mata Atlântica em outras situações ambientais, como da Serra da Mantiqueira, são inexistentes.

Diante do exposto, com o presente trabalho objetivou-se analisar o consumo de água da vegetação de Mata Atlântica, nas condições da Serra da Mantiqueira, no estado de Minas Gerais, por meio de balanço hídrico, e estimar os parâmetros relacionados à cobertura vegetal (condutância estomática e aerodinâmica) pelo modelo de Penman-Monteith, tendo a evapotranspiração determinada pelo balanço hídrico como referência.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Monitoramento da umidade do solo

O solo predominante da área em que a umidade foi monitorada constitui-se de um Cambissolo Háplico Distrófico. Esse solo apresenta pequena profundidade e baixa capacidade de armazenamento de água (Menezes, 2007). Na Tabela 1, têm-se as análises granulométricas realizadas por Menezes (2007) para o Cambissolo Háplico Distrófico, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

TABELA 1. Análise granulométrica (Prof. – profundidade, TFSA – terra fina seca ao ar).

Horizonte	Prof.	Frações da amostra total		Composição granulométrica TFSA			
		Cascalho	TFSA	Areia grossa	Areia fina	Silte	Argila
	cm			g.kg ⁻¹			
A	0-25	-	1000	150	240	270	340
Bi/Cr	25-77	-	1000	290	200	220	290
C/Cr	77-136	-	1000	270	220	260	250

Fonte: Adaptado de Menezes (2007).

Para o monitoramento da umidade do solo, foram instalados sensores de umidade do solo da marca WaterMark, que fornecem leituras já convertidas em tensão matricial da água no solo, em 10 pontos aleatórios na área de mata da nascente, nas profundidades de 50 e 100 cm, espaçados de aproximadamente 10 metros. A umidade do solo também foi monitorada na camada de 0 a 20 cm, sendo esta realizada pelo método gravimétrico. As informações de tensão da água no solo foram obtidas em intervalos de aproximadamente quinze dias. Na Figura 4, têm-se detalhes de sensores de umidade do solo instalados na área experimental.



FIGURA 4. Detalhes de sensores de umidade do solo instalados em área sob Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG.

Foram coletadas amostras indeformadas de solo em cada ponto e profundidade de instalação dos sensores de umidade, por meio de um amostrador da marca “Sonda Terra”, com capacidade para amostrar até 1 m de profundidade, para posterior determinação das respectivas curvas características. Essas foram determinadas no Laboratório de Relação Água-Solo-Planta do Setor de Engenharia de Água e Solo (UFLA). As amostras foram submetidas às tensões de 0,01; 0,02; 0,04; 0,06; 0,08 e 0,1 atm em Funil de Haines e 0,33; 1; 5 atm em Extrator de Richards, obtendo-se 9 pares de valores de tensão e umidade. Com base neles, foram construídas as curvas que permitiram converter os dados de tensão para umidade volumétrica. Na Figura 5 apresentam-se um esquema das profundidades monitoradas pelos sensores de umidade do solo e as respectivas curvas características médias.

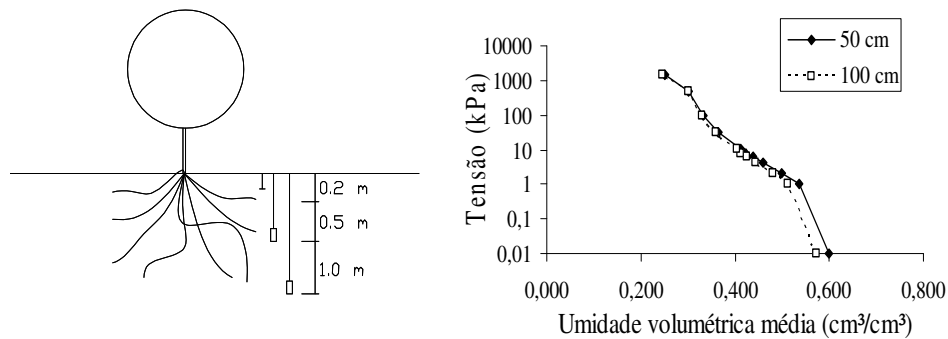


FIGURA 5. Esquema das profundidades monitoradas pelos sensores de umidade do solo e curvas características médias.

2.2 Balanço hídrico

O balanço hídrico contabiliza as entradas e saídas de água em um sistema. No caso, o volume de controle foi considerado com profundidade de 1 m, e que corresponde à profundidade aproximada do solo (Cambissolo Háplico Distrófico) na bacia hidrográfica (Menezes, 2007). A equação de balanço aplicada foi a seguinte:

$$\Delta A = P - ETr - Dp \quad (17)$$

em que ΔA é a variação de armazenamento (mm), P é o total precipitado (mm), ETr é a evapotranspiração real (mm) e Dp é a drenagem profunda (mm).

Para cada data de leitura da umidade do solo, calculou-se a água armazenada no perfil do solo, conforme Mello et al. (2004):

$$A_t = \theta_{0-20} \cdot 200 + \theta_{20-50} \cdot 300 + \theta_{50-100} \cdot 500 \quad (18)$$

em que A_t é o armazenamento no perfil do solo (mm), que corresponde a 1 m; θ_{0-20} , θ_{20-50} , θ_{50-100} são as umidades médias ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), nas camadas de 0 a 20 cm, 20 a 50 cm e 50 a 100 cm, respectivamente. A variação de armazenamento (ΔA) na camada de solo do balanço hídrico foi obtida pela equação 19:

$$\Delta A = A_{t2} - A_{t1} \quad (19)$$

em que A_{t_2} representa o armazenamento (mm) na data t_2 ; A_{t_1} o armazenamento na data t_1 e ΔA corresponde à variação de armazenamento na data t_2-t_1 .

A precipitação foi monitorada por meio de um pluviômetro instalado na área, próximo à mata, em intervalos de aproximadamente 15 dias. Para evitar perdas de água por evaporação no pluviômetro, utilizou-se um reservatório de 5 litros de capacidade, enterrado no solo, e conectado ao pluviômetro por meio de uma mangueira.

Por se tratar de um estudo de balanço hídrico em área de mata, as parcelas associadas ao escoamento superficial foram consideradas desprezíveis, haja vista que a formação do deflúvio superficial é fortemente atenuada pela mata, especialmente pelo acúmulo de matéria orgânica sobre o solo. Esse procedimento tem sido adotado por vários pesquisadores que visam essencialmente ao consumo de água por plantas em áreas de floresta, conforme pode ser observado nos trabalhos de Landsberg & Waring (1997) e Stape et al. (2004).

A drenagem profunda (D_p) foi determinada com base na porosidade drenável das camadas monitoradas, conforme Mello et al. (2002, 2004) e Stape et al. (2004):

$$D_p(\text{mm}) = (\theta_{0-20} - \theta_{cc}) \cdot 200 + (\theta_{20-50} - \theta_{cc}) \cdot 300 + (\theta_{50-100} - \theta_{cc}) \cdot 500 \quad (20)$$

em que, θ_{0-20} , θ_{20-50} e θ_{50-100} foram definidos anteriormente; θ_{cc} é a umidade volumétrica média ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$), que corresponde à capacidade de campo. A umidade na capacidade de campo foi estimada pelo ponto de inflexão, segundo Dexter (2004).

Dessa forma, a variável dependente do balanço hídrico é a evapotranspiração, sendo obtida pela equação 21:

$$E_{Tr} = P - \Delta A - D_p \quad (21)$$

em que E_{Tr} é a evapotranspiração real (mm), P é o total precipitado (mm), ΔA é a variação de armazenamento e D_p é a drenagem profunda.

2.3 Estimativa dos parâmetros condutância estomática (g_s) e condutância aerodinâmica (g_a) nas condições de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira, MG

A estimativa dos parâmetros g_s e g_a foi desenvolvida com base na equação de Penman-Monteith, descrita por Soares & Almeida (2001):

$$E = \frac{1}{\lambda} \cdot \left[\frac{\Delta \cdot R_n + \rho_a \cdot C_p \cdot g_a \cdot D}{(\Delta + \gamma) \cdot \left(1 + \frac{g_a}{g_c} \right)} \right] \cdot t \quad (22)$$

em que E é a transpiração da vegetação (mm dia^{-1}); Δ é a declividade da curva de pressão de saturação do vapor ($\text{mbar } ^\circ\text{C}^{-1}$); R_n é o saldo de radiação (W m^{-2}); ρ_a é a densidade do ar (kg m^{-3}); γ é a coeficiente psicrométrico ($\text{mbar } ^\circ\text{C}^{-1}$); C_p é o calor específico do ar ($\text{J kg}^{-1} ^\circ\text{C}^{-1}$); D é o déficit de pressão de vapor (mbar); g_a é a condutância aerodinâmica do dossel (m s^{-1}); g_c é a condutância do vapor d'água no dossel (m s^{-1}); λ é o calor latente de vaporização da água (J kg^{-1}); t é o tempo de luminosidade do dia (s dia^{-1}). O cálculo das variáveis do modelo está descrito no método de Penman-Monteith padrão FAO, no 1º capítulo.

A condutância do vapor d'água no dossel pode ser expressa em função da condutância estomática e do Índice de Área Foliar pela equação 23.

$$g_c = g_s \cdot \text{IAF} \quad (23)$$

em que IAF é o Índice de Área Foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$) e g_s é a condutância estomática (m s^{-1}).

A obtenção dos parâmetros foi feita de forma numérica, tendo-se a E_{Tr} como referência na equação 22. Para isso, desenvolveu-se um algoritmo para a obtenção desses atributos fisiológicos, pelo método iterativo de Newton-Raphson. Considerou-se o período de monitoramento de 9/2/08 a 28/8/08, totalizando 13 informações. O modelo de Penman-Monteith foi então aplicado e posteriormente analisado, mediante estimativa da evapotranspiração real da mata

considerando os valores médios de g_a e g_s , comparando-os aos valores reais obtidos pelo balanço hídrico, no período de 29/8/08 a 13/12/08 utilizando mais 6 informações que não foram incluídas no processo de estimativa dos parâmetros de g_s e g_a .

2.4 Índice de área foliar (IAF)

O índice de área foliar foi determinado pelo aparelho LAI2000 Plant Canopy Analyser - LICOR, utilizando um sensor com ângulo de visada de 180 graus, conforme observado em (Amaral et al., 1996). Primeiramente, foi feita uma leitura a céu claro que foi usada como referência. Em seguida, mais 10 leituras espaçadas de aproximadamente 10 m dentro da mata, em uma área de 20 x 90 m, obedecendo a um caminhar em linha reta pelo centro da área para evitar efeitos de bordadura. Esse procedimento foi repetido duas vezes, em caminhar de ida e volta, totalizando 20 leituras, obtendo-se um valor médio para o IAF. As leituras foram realizadas pela manhã e as condições foram de céu parcialmente nublado, sem incidência de radiação direta durante as leituras. Na Figura 6 verifica-se a medição do IAF com base no LAI-2000.



FIGURA 6. LAI-2000 utilizado para medição do índice de área foliar.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

3.1 Balanço hídrico na área de Mata Atlântica

Na Tabela 2, apresenta-se o balanço hídrico com seus respectivos componentes ao longo do período de monitoramento (9/2/08 a 13/12/08), na área de Mata Atlântica (Floresta Ombrófila), na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

TABELA 2. Componentes do balanço hídrico na área de Mata Atlântica na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha no período de 9/2/08 a 13/12/08.

Data	Precipitação (mm)	Dp (mm)	ΔA (mm)	ETr (mm)
9/2/08-23/2/08	90,4	30,6	-1,7	47,6
24/2/08-8/3/08	82,4	14,4	-10,5	55,1
9/3/08-20/3/08	129,2	24,9	5,9	96,5
21/3/08-5/4/08	108,0	18,8	-31,8	105,5
6/4/08-19/4/08	143,8	20,4	24,2	90,6
20/4/08-1/5/08	59,0	16,2	14,8	15,7
2/5/08-19/5/08	29,4	3,0	-27,5	39,2
20/5/08-14/6/08	16,7	0,0	-12,7	29,0
15/6/08-28/6/08	15,1	0,0	-9,6	24,8
29/6/08-12/7/08	0,0	0,0	14,6	14,6
13/7/08-30/7/08	0,0	0,0	-60,5	60,5
31/7/08-14/8/08	78,0	0,0	35,9	42,1
15/8/08-28/8/08	3,5	0,0	-33,6	37,0
29/8/08-27/9/08	75,7	0,0	16,0	59,7
28/9/08-11/10/08	81,5	0,4	30,5	50,8
12/10/08-25/10/08	70,6	0,0	-3,5	73,8
26/10/08-10/11/08	117,6	5,4	22,7	92,2
11/11/08-29/11/08	148,1	5,6	9,1	133,5
30/11/08-13/12/08	49,2	8,7	2,9	39,2
Total	1298,1	148,4	-15,0	1107,4

Analisando a Tabela 2, observa-se que a evapotranspiração corresponde a 85% do total de precipitação, a drenagem profunda a 11% e o armazenamento, em média, a pouco mais de 1%. Essa pequena variação média de armazenamento mostra o equilíbrio entre a evapotranspiração e a precipitação, expresso pela variação entre valores negativos de armazenamento, indicando retirada de água pela vegetação, e valores positivos, que mostra o aumento do armazenamento da água do solo através da precipitação. Almeida & Soares (2003) encontraram uma relação muito próxima da unidade entre a precipitação e a evapotranspiração também em vegetação de Mata Atlântica do Espírito Santo, em anos nos quais a precipitação anual aproximou-se da média histórica

da região (~1350 mm), demonstrando o equilíbrio entre essas duas variáveis climatológicas nas condições de Mata Atlântica.

Nota-se que praticamente toda a drenagem profunda ocorreu de fevereiro a início de maio, reflexo da elevada concentração da precipitação durante esse período, a qual corresponde a 49% do total precipitado. É interessante observar que, de janeiro a início de fevereiro, período anterior ao começo do monitoramento, ocorreram 626 mm de precipitação, observado na estação climatológica. Isso deixou o solo com umidade elevada, o que também contribuiu para essa maior drenagem em profundidade. Além disso, os solos da região apresentam profundidade inferior a 1,5 m, consistindo em uma camada pouco espessa, com material de origem pouco permeável, havendo acúmulo de água e baixa movimentação no sentido vertical, fazendo com que a evapotranspiração fosse alta.

Observa-se também que, com a redução da chuva, a taxa de evapotranspiração também se reduziu. Contudo, essa foi superior à precipitação, fato relacionado ao consumo de água pelas plantas proveniente das reservas hídricas do solo. No mês mais seco do ano no período de monitoramento (julho), em que não houve precipitação, ocorreram taxas de evapotranspiração reduzidas no período entre 29/6/08 e 12/7/08, sendo de aproximadamente 1,0 mm dia⁻¹. Nesse intervalo, a condição de temperatura do ar mais baixa e menor velocidade do vento e radiação solar (Figura 7) condicionaram menor demanda atmosférica, que aliada à menor disponibilidade de água, justificam essa menor taxa de evapotranspiração. Contudo, no período de 13/7/08 a 30/7/08, houve maior evapotranspiração da vegetação, mesmo sem ocorrência de chuvas no período, sendo essa de 3,4 mm dia⁻¹. Entretanto, as condições de temperatura e principalmente velocidade do vento e radiação solar foram maiores nesse período, em relação ao período anterior (Figura 7), mantendo uma demanda transpirativa maior. No entanto, como a vegetação está próxima a uma nascente

e, conseqüentemente, com a zona radicular próxima ao lençol freático, é provável que tenha havido fornecimento de água para a vegetação por capilaridade. Esse fato também foi observado por Almeida & Soares (2003), ao compararem o consumo de água por plantas de Eucalipto ao de uma vegetação de Mata Atlântica. Os autores observaram que, no inverno (julho a setembro), os estoques de água em plantações de Eucalipto atingiram menores valores, comparados ao de Mata Atlântica, relatando que as raízes dessa vegetação podem estar absorvendo água em profundidades maiores do solo, além de estar nos declives de drenagem da bacia em uma região mais úmida, mantendo assim uma taxa de transpiração maior.

Na Figura 8, apresenta-se o comportamento da precipitação e da evapotranspiração (ET_r) da Mata Atlântica estimada por meio de balanço hídrico na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, no período de 9/2/08 a 13/12/08.

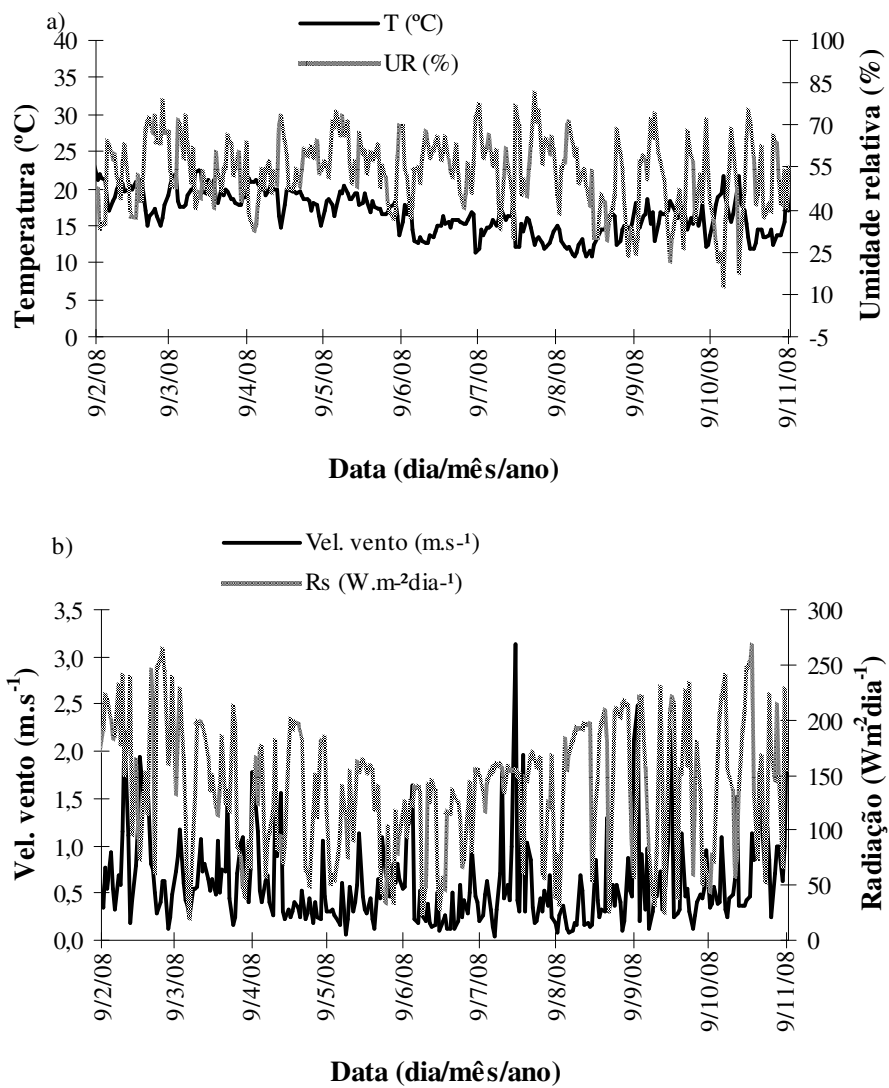


FIGURA 7. Temperatura média diária e umidade relativa média diária (a), e velocidade média diária do vento e radiação solar (b), ambas observadas na estação meteorológica na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, Serra da Mantiqueira, MG.

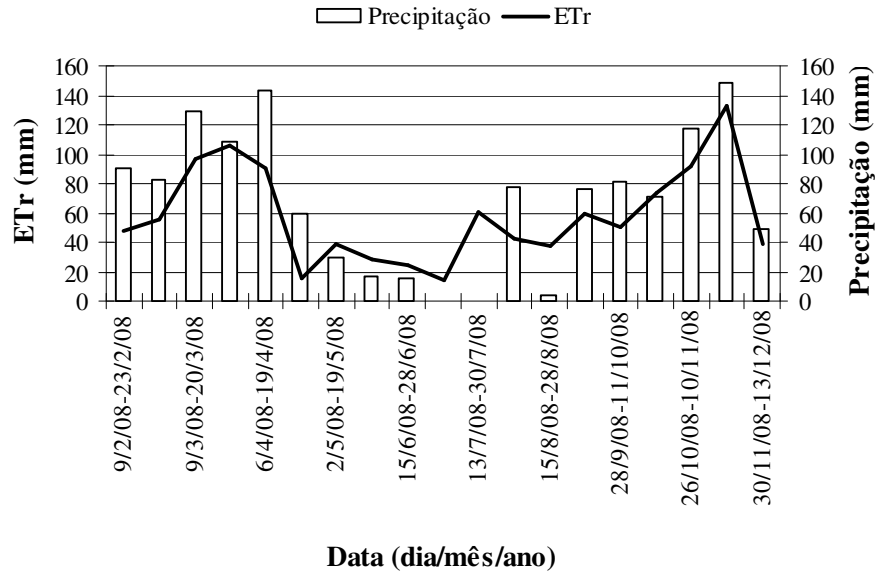


FIGURA 8. Precipitação e evapotranspiração (ETr) da Mata Atlântica na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, no período de 9/2/08 a 13/12/08.

Nota-se, na Figura 8, relação positiva entre a precipitação e a evapotranspiração da vegetação. No período de 9/2/08 a 19/4/08, com o aumento da precipitação, a evapotranspiração também aumentou, o mesmo acontecendo para o período de 29/8/08 a 29/11/08. No período de estiagem (de 2/5/08 a 30/7/08), houve declínio importante da evapotranspiração, porém, havendo consumo de água pela mata, extraíndo-a do armazenamento do solo.

3.2 Estimativa dos parâmetros condutância estomática e condutância aerodinâmica nas condições de Mata Atlântica da Serra da Mantiqueira

O valor para o índice de área foliar (IAF), determinado em condições de campo e aplicado para estimar a condutância do dossel, parâmetro-chave do modelo de Penman-Monteith (Soares & Almeida, 2001), foi de 5,1. Honzák et al. (1996) encontraram valores de IAF variando de 3,45 a 4,79 para florestas tropicais, com base em fotografias hemisféricas; McWilliam et al. (1993)

relatam valor de 5,7 em florestas da região de Manaus (Floresta Amazônica), Roberts et al. (1996) encontraram valores de 4,6; 6,1 e 5,4 em Ji-Paraná, Manaus e Marabá, respectivamente, no Projeto ABRACOS e Almeida & Soares (2003) obtiveram, para vegetação de Mata Atlântica, valores variando de 6,0 a 8,0 aproximadamente. No entanto, o valor encontrado no presente trabalho está consistente com os observados na literatura, subsidiando sua aplicação ao modelo de Penman-Monteith, com o intuito de se estimar g_s .

Na Tabela 3, apresentam-se as variáveis empregadas na estimativa dos parâmetros da vegetação de Mata Atlântica pelo modelo de Penman-Monteith, os respectivos parâmetros e a E_{Tr} , em mm dia^{-1} , estimada com base no balanço hídrico, para o período de monitoramento de 9/2/08 a 28/8/08.

TABELA 3. Valores médios diários do período para calor latente de vaporização (L), declividade da curva de pressão de saturação (Δ), saldo de radiação (R_n), coeficiente psicrométrico (γ), densidade do ar (ρ_a), déficit de pressão de vapor (D), fotoperíodo (N), condutância aerodinâmica do dossel (g_a), condutância estomática (g_s) e ETr estimada pelo balanço hídrico no período de monitoramento, nas condições da Serra da Mantiqueira, MG.

Data	λ (J Kg ⁻¹)	Δ (mbar°C ⁻¹)	R_n (W m ⁻²)	γ (mbar°C ⁻¹)	ρ_a (Kg m ⁻³)	D (mbar)	N (s)	g_a (m s ⁻¹)	g_s (m s ⁻¹)	ETr (mm dia ⁻¹)
9/2/08-23/2/08	2453369	0,015	98,1	0,582	1,67	11,8	45804	0,1000	0,0011	3,2
24/2/08-8/3/08	2454725	0,014	86,1	0,580	1,67	11,9	44752	0,1000	0,0013	3,9
9/3/08-20/3/08	2455911	0,014	74,7	0,582	1,62	10,2	43750	0,1000	0,0038	8,0
21/3/08-5/4/08	2458602	0,013	71,9	0,581	1,59	8,8	42651	0,1000	0,0037	6,6
6/4/08-19/4/08	2457187	0,013	55,6	0,581	1,61	8,2	41497	0,0990	0,0041	6,5
20/4/08-1/5/08	2460927	0,012	51,6	0,580	0,94	9,4	40559	0,1000	0,0011	1,3
2/5/08-19/5/08	2466692	0,011	43,5	0,580	1,44	7,1	39618	0,1000	0,0016	2,2
20/5/08-14/6/08	2465031	0,011	36,1	0,581	1,46	7,8	38666	0,0999	0,0015	2,2
15/6/08-28/6/08	2467845	0,010	28,1	0,581	1,41	6,8	38340	0,1000	0,0015	1,8
29/6/08-12/7/08	2471189	0,010	38,0	0,582	1,33	6,2	38515	0,1000	0,0010	1,0
13/7/08-30/7/08	2468562	0,010	34,7	0,582	1,38	9,0	39080	0,0921	0,0022	3,4
31/7/08-14/8/08	2463376	0,012	41,0	0,581	1,49	9,2	39971	0,0996	0,0016	2,8
15/8/08-28/8/08	2462268	0,012	54,7	0,582	1,49	10,8	40947	0,0998	0,0012	2,6
Média	2461976	0,012	54,9	0,581	1,47	9,0	41088	0,0993	0,0020	3,5

Observa-se na Tabela 3 que alguns parâmetros, tais como calor latente de vaporização (λ), declividade da curva de pressão de saturação (Δ), coeficiente psicrométrico (γ), densidade do ar (ρ_a) e fotoperíodo (N), variam muito pouco e exercem pequena influência na evapotranspiração. Assim, as variáveis de maior peso no processo evapotranspirativo são a radiação líquida, déficit de pressão de vapor e disponibilidade de água no solo (Lima, 1996; Pereira et al., 1997; Carneiro et al., 2008).

Verifica-se que a condutância aerodinâmica do dossel (g_a) também variou pouco ao longo do período de monitoramento, apresentando valor mínimo de $0,0921 \text{ m s}^{-1}$, no período de 13/7/08 a 30/7/08, valor máximo de $0,1000 \text{ m s}^{-1}$ na maior parte do período de monitoramento e um valor médio de $0,0993 \text{ m s}^{-1}$. Segundo Rennó (2003), Monteith sugere, para vegetação muito rugosa, como é o caso de florestas, valor de g_a de $0,1 \text{ m s}^{-1}$ e Stewart (1984) sugere $0,18 \text{ m s}^{-1}$. No entanto, Soares & Almeida (2001) relatam que g_a apresenta pequena variação nos seus valores, os quais produzem pouco efeito na transpiração diária, sendo adotada como uma constante em vários modelos. Na Figura 9 apresenta-se uma análise de sensibilidade desenvolvida para avaliar o comportamento da ETr em função da condutância aerodinâmica do dossel.

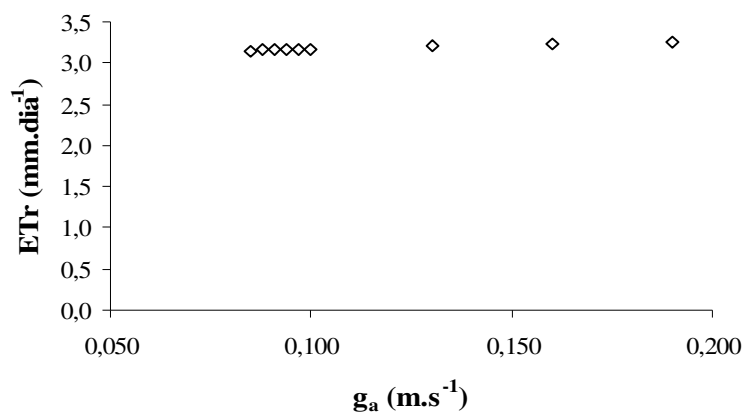


FIGURA 9. Relação entre g_a e ETr para o período de 9/2/08 a 23/2/08

Observa-se que, para uma variação de g_a entre 0,085 a 0,19 $m s^{-1}$, a ETr variou de 3,15 a 3,25 $mm dia^{-1}$, sendo a ETr estimada nesse período de 3,17 $mm dia^{-1}$, mostrando a pequena sensibilidade desse parâmetro. A condutância aerodinâmica (g_a) depende da velocidade do vento, densidade e estrutura do dossel (Landsberg, 1986; Lima, 1996). Observa-se na Figura (7b) que a velocidade média diária do vento variou pouco ao longo do período de estudo, o que pode ter colaborado com essa pequena variação nos valores de g_a .

Analisando ainda a Tabela 3, verifica-se que a condutância estomática apresentou os maiores valores no período entre 9/3/08 e 19/4/08, ficando em torno de 0,004 $m s^{-1}$, apesar de o saldo de radiação médio e o déficit de pressão de vapor médio (D) não serem os maiores durante o período de estudo. Entretanto, verifica-se, neste período, uma grande concentração de chuvas (Tabela 3 e Figura 8), o que proporcionou maior umidade do solo, deixando-o na sua capacidade máxima de retenção de 237,4 mm, sendo esse um fator condicionante da maior abertura dos estômatos e, conseqüentemente, da maior taxa de evapotranspiração.

O menor valor de condutância estomática foi observado no período de 29/6/08 a 12/7/08, sendo esse de 0,001 $m s^{-1}$ (Tabela 3). Verifica-se, nesse período, condições essenciais para essa resposta dos estômatos, como menores taxas de radiação, déficit de pressão de saturação do ar, além da baixa disponibilidade de água no solo (Tabela 3 e Figura 10). Em geral, g_s apresentou valor médio de 0,002 $m s^{-1}$, durante a realização do estudo. Dye (1987) encontrou valores de g_s variando de 0,002 a 0,007 $m s^{-1}$ e Mielke et al. (1999), valores máximos de g_s entre 0,004 a 0,008 $m s^{-1}$, ambos em plantios de Eucalipto. Kelliher et al. (1995) relatam valores máximos de condutância estomática (g_{smax}) de 0,0057 $m s^{-1}$ em Floresta de Conífera; 0,0046 $m s^{-1}$ em Floresta Decídua Temperada; 0,0061 $m s^{-1}$ em Florestas Tropicais; 0,011 a 0,012 $m s^{-1}$ em culturas agrícolas. Dessa forma, observa-se que os valores obtidos no

presente trabalho estão coerentes com o padrão de cobertura vegetal (Floresta Ombrófila), nas condições da Serra da Mantiqueira.

Na Figura 10, tem-se o comportamento da evapotranspiração e da água disponível no solo durante o período de 9/2/08 a 13/12/08.

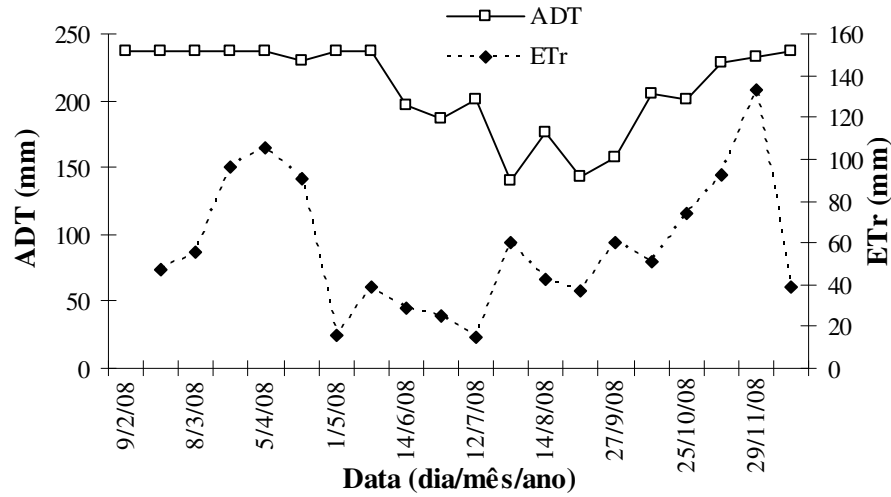


FIGURA 10. Comportamento da evapotranspiração (ETr) e do armazenamento da água no solo, nas condições de Mata Atlântica na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

Observa-se que com a diminuição da água disponível no solo entre 14/6/08 e 27/9/08, os estômatos exerceram um controle eficiente à perda de água para a atmosfera, conforme dados da Tabela 3.

As variáveis ambientais também influenciaram a resposta dos estômatos, como no período de 9/2/08 a 8/3/08, em que se observam maior saldo de radiação (R_n) e déficit de pressão de vapor (D) (Tabela 3). Apesar da maior umidade do solo, provocada pelo excesso de chuvas (Figura 10), a condutância estomática foi baixa durante esse período, variando de 0,0011 a 0,0013 $m\ s^{-1}$, o que demonstra o efeito das variáveis ambientais sobre a resposta estomática. Carneiro et al. (2008) também verificaram influência das condições ambientais em plantios de Eucalipto. Os autores observaram que apesar de os plantios de

eucalipto serem irrigados e com boa disponibilidade hídrica, a maior quantidade de energia recebida no plantio não-irrigado foi o fator dominante no processo de transpiração.

É interessante observar que, no período de 20/4/08 a 1/5/04, a condutância estomática também apresentou valor baixo ($0,0011 \text{ m s}^{-1}$) e uma taxa reduzida de evapotranspiração ($1,3 \text{ mm dia}^{-1}$), mesmo com o solo próximo a sua capacidade máxima de retenção (Figura 10). No entanto, nesse período, observam-se menores taxas de radiação, déficit de pressão de vapor e uma discrepância na densidade do ar ($0,94 \text{ Kg.m}^{-3}$) em relação aos demais valores encontrados durante o estudo. Esse comportamento atmosférico pode ter contribuído para esse maior controle dos estômatos à perda de água por transpiração, devido a uma importante redução das atividades fisiológicas das plantas, fruto de condições atmosféricas pouco favoráveis, especialmente menor taxa de radiação.

3.3 Teste do modelo

Na Figura 11, apresenta-se uma comparação entre os valores estimados de ETr pelo modelo de Penman-Monteith aplicado com base nos valores médios de g_a e g_s e os estimados pelo balanço hídrico.

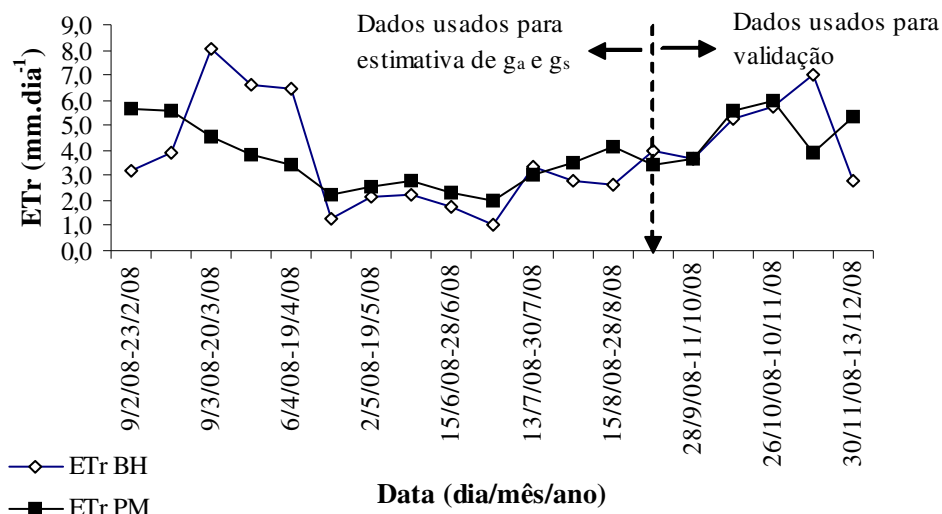


FIGURA 11. Comparação entre a evapotranspiração estimada em função dos valores médios de g_a e g_s (ETrPM) e evapotranspiração estimada pelo balanço hídrico (ETrBH).

Observa-se que, durante o período chuvoso, o modelo superestimou a evapotranspiração em $2,0 \text{ mm dia}^{-1}$, em média, especialmente entre 9/2/08 e 9/3/08 e subestimou em $3,0 \text{ mm dia}^{-1}$, entre 9/3/08 e 19/4/08. Essa última situação é fruto da grande quantidade de chuvas que se concentram durante o verão, fazendo com que o solo atinja sua capacidade máxima de armazenamento ao final dessa estação. Dessa forma, grande parte da precipitação que atinge o solo durante esse último período (Figura 8) foi transferida como recarga direta para o lençol freático, fazendo com que a ETr fosse superestimada pelo balanço hídrico. Como a água armazenada nos aquíferos, mesmo nos superficiais, possui um alto tempo de residência neles, e o intervalo de estudo do balanço hídrico é relativamente curto, a identificação precisa dessa parcela de água, via monitoramento, é bastante complexa, não sendo possível corrigir o balanço hídrico obtido. Portanto, o erro verificado na estimativa da ETr possivelmente esteja mais associado a uma superestimativa do valor de referência, no caso,

oriundo do balanço hídrico, do que propriamente nos valores de g_a e g_s aplicados ao modelo de Penman-Monteith.

No entanto, pode-se conjecturar que durante a ocorrência de precipitações muito concentradas, como entre janeiro e março, os valores de g_s mais adequados possivelmente sejam maiores que o valor médio aplicado. Como g_s mostrou-se com variabilidade importante (de 0,0010 a 0,0041 – Tabela 3), acredita-se que o valor mais apropriado, durante períodos muito úmidos, sejam superiores a 0,0030. Para épocas com menos chuvas ou mesmo no período seco, o valor médio mostrou-se apropriado, como pode ser observado na Figura. 11.

No período de 2/5/08 a 28/8/08, observa-se que, apesar de ligeira superestimativa do modelo em relação aos valores observados, ela foi de pequena magnitude, ajustando-se bem aos valores observados. Para o período de 29/8/08 a 10/11/08, verifica-se que a concordância foi praticamente perfeita. Essa boa precisão dos valores estimados em relação aos observados, durante esses dois últimos períodos analisados, mostram a eficiência do modelo de Penman-Monteith aplicado com base nos parâmetros estimados para a região da Serra da Mantiqueira, especialmente no período mais seco do ano, durante o qual fatores como altas precipitações e, conseqüentemente, drenagem profunda não influenciam no comportamento do balanço hídrico.

4 CONCLUSÕES

A evapotranspiração correspondeu a 85% do total precipitado no período monitorado; a drenagem profunda, a 11%; e o armazenamento, em média, a pouco mais de 1%, sendo o balanço hídrico influenciado pela grande concentração de chuvas, em alguns meses.

A condutância aerodinâmica do dossel (g_a) variou pouco ao longo do período de monitoramento e exerceu pequena influência na evapotranspiração da vegetação de Mata Atlântica.

Verificou-se influência das condições climáticas e da água disponível no solo sobre os valores de condutância estomática (g_s), observando-se também controle efetivo dos estômatos à perda de água para a atmosfera quando essa se reduziu.

O índice de área foliar (IAF) foi consistente, fornecendo subsídios para o estudo. O valor de condutância estomática para períodos com precipitação muito concentrada deve ser superior a $0,0030 \text{ m s}^{-1}$, ao passo que, em períodos com chuva esporádica ou mesmo na estação seca, o valor médio de $0,0020 \text{ m s}^{-1}$ mostrou-se adequado. No entanto, é imprescindível a continuidade deste estudo, especialmente monitorando o índice de área foliar e o balanço hídrico por mais tempo, além do aprimoramento do balanço hídrico, para que as conclusões possam ser mais definitivas.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, A. C.; SOARES, J. V. Comparação entre uso de água em plantações de *Eucalyptus grandis* e Floresta Ombrofila Densa (Mata Atlântica) na costa leste do Brasil. **Revista Árvore**, MG, Viçosa, v. 2, p. 159-170, 2003.

AMARAL, S.; SOARES, J. V.; ALVES, D. S.; MELLO, E. M. K.; ALMEIDA, S. A. S.; SILVA, O. F.; SILVEIRA, A. M. Relações entre índice de área foliar (LAI), área basal e índice de vegetação (NDVI) em relação a diferentes estágios de crescimento secundário na floresta Amazônica em Rondônia. In: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 8., 1996, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, 1996. p. 485-489.

CARNEIRO, R. L. C.; RIBEIRO, A.; HUAMAN, C. A. M.; LEITE, F. P.; SEDIYAMA, G. C.; BASTOS, N. F. Consumo de água em plantios de eucalipto: parte 1 determinação da condutância estomática em tratamentos irrigado e não-irrigado. **Revista Árvore**, Viçosa, MG, v. 32, n. 1, p. 1-10, 2008.

DEXTER, A. R. Soil physical quality: part I: theory, effects of soil texture, density, and organic matter, and effects on root growth. **Geoderma**, Amsterdam, v. 120, p. 201-214, 2004.

DYE, P. J. Estimating water use by *Eucalyptus grandis* with Penman-Monteith equation. In: International Association of Hydrological Sciences. **Vancouver symposium: forest hydrology and watershed management**. Vancouver, 1987. p. 329-327.

HONZÁK, M.; LUCAS, R. M.; AMARAL, I.; CURRAN, P. J.; FOODY, G. M.; AMARAL, S. Estimation of the leaf area index and total biomass of tropical regenerating forest: comparison of methodologies. In: GASH, J. H. C. ; NOBRE, C. A.; ROBERTS, J. M.; VICTORIA, R. L. **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: J. Wiley, 1996. p. 365-381.

KELLIHER, F. M.; LEUNING, R.; RAUPACH, M. R.; SCHULZE, E. D. Maximum conductances for evaporation from global vegetation types. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 73, p. 1-16, 1995.

LANDSBERG, J. J. **Physiological ecology of forest production**. Sydney: Academic, 1986. 198 p.

LANDSBERG, J. J.; WARING, R. H. A generalised model of forest productivity using simplified concepts of radiation-use efficiency, carbon balance and partitioning. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 95, p. 209-228, 1997.

LIMA, V. P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2. ed. São Paulo: EDUSP, 1996. 301 p.

LIMA, W. P. O papel hidrológico da floresta na proteção dos recursos hídricos. In: Congresso Florestal Brasileiro, 1986, Olinda, PE. **Silvicultura**, Olinda, v. 41, p. 59-62, 1986.

McWILLIAM, A. L. C.; ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; LEITÃO, M.; COSTA, A. L.; MAITELLI, G. T.; ZAMPARONI, C. Leaf area index and aboveground biomass of terra firme rain forest. **Functional Ecology**, Oxford, v. 7, p. 310-317, 1993.

MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Evapotranspiração em microbacia hidrográfica de fluxo efêmero associada à umidade do solo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 12, n. 1, p. 95-102, 2004.

MELLO, C. R.; OLIVEIRA, G. C.; FERREIRA, D. F.; LIMA, J. M. Predição da porosidade drenável e disponibilidade de água para Cambissolos da Microrregião Campos das Vertentes, MG, **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 37, n. 9, p. 1319-1324, 2002.

MENEZES, M. D. **Levantamento de solos em sub-bacias hidrográficas como apoio para avaliação do uso da terra e da potencialidade de recarga de aquíferos**. 2007. 107 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras.

MIELKE, M. S.; OLIVA, M. A.; BARROS, N. F.; PENCHEL, R. M.; MARTINEZ, C. A.; ALMEIDA, A. C. Stomatal control of transpiration in the canopy of a clonal Eucalyptus grandis plantation. **Trees**, Santa Mônica, v. 13, p. 152-160, 1999.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica**: aplicação a bacias hidrográficas. 2003. 158 p. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

ROBERTS, J. M.; CABRAL, O. M. R.; FISH, G.; MOLION, L. C. B.; MOORE, C. J.; SHUTTLEWORTH, W. J. Transpiration from and Amazonian rainforest calculated from stomatal conductances measurements. **Agricultural and Forest Meteorology**, Amsterdam, v. 65, p. 175-196, 1993.

SOARES, J. V.; ALMEIDA, A. C. Modeling the water balance and soil water fluxes in a fast growing Eucalyptus plantation in Brazil. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 253, n. 1/4, p. 130-147, 2001.

STAPE, J. L.; RYAN, M. G.; BINKLEY, D. Testing the utility of the 3-PG model for growth of Eucalyptus grandis x urophylla with natural and manipulated supplies of water and nutrients. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 193, p. 219-234, 2004.

STEWART, J. B. Measurement and prediction of evaporation from forested and agricultural catchments. **Agricultural Water Management**, Amsterdam, v. 8, p. 28, 1984.

ZHANG, L.; DAWES, W. R.; HATTON, T. J. Modeling hydrologic processes using a biophysically based model: application of WAVES to FIFE and HAPEX-MOBILHY. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 185, p. 151-173, 1996.

CAPÍTULO 3

DESEMPENHO DE MÉTODOS DE ESTIMATIVA DA EVAPOTRANSPIRAÇÃO DE REFERÊNCIA NA REGIÃO DA SERRA DA MANTIQUEIRA, MG

RESUMO

PEREIRA, Donizete dos Reis. Desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência na região da Serra da Mantiqueira, MG. **In: _____ Evapotranspiração em área de Mata Atlântica na Serra da Mantiqueira, MG.** 2009, Cap. 3, p.59 – 105. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola, Engenharia de Água e Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.⁶

Objetivou-se com o presente trabalho avaliar o desempenho de métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na escala diária, durante o período chuvoso (outubro a março) e seco (abril a setembro) nos anos de 2007 e 2008 para a região da Serra da Mantiqueira, MG, tendo-se como referência o método de Penman-Monteith FAO. Para avaliação do desempenho dos métodos, foram considerados os coeficientes de correlação (r), concordância de Willmott (d), desempenho (c) de Camargo & Sentelhas e erro-padrão de estimativa (EPE). Em geral, verificou-se que os métodos que envolvem radiação solar foram mais precisos na estimativa da ET_o em relação aos métodos que envolvem apenas a temperatura do ar. Obtiveram-se melhores estimativas pelos métodos de Jensen-Haise, FAO Radiação, Penman e Blaney-Criddle FAO para ambos os períodos, com boa confiabilidade na estimativa da ET_o para a região em estudo, apresentando desempenhos entre ótimo e muito bom. Os métodos Jensen-Haise, FAO Radiação e Blaney-Criddle FAO são os mais indicados para a região da Serra da Mantiqueira, por apresentarem, além de boa precisão, formulações mais simples.

⁶ Comitê Orientador: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA (Orientador); Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (Co-orientadora) e Antônio Marciano da Silva (Co-orientador).

ABSTRACT

PEREIRA, Donizete dos Reis. Performance of estimating methods of the reference evapotranspiration to Mantiqueira Range region, MG. **In: _____ Evapotranspiration of Atlantic Forest in Mantiqueira Range region, MG.** 2009, Chap. 3, p.59 – 105. Dissertation (Master Science Program in Agricultural Engineering, Soil and Water Engineering) – Federal University of Lavras, Lavras –MG.⁷

The objective of this work was to evaluate the performance of estimating methods of the reference evapotranspiration (ET_o), in daily step, applied to the rainy (October to March) and dry (April to September) seasons, for 2007 and 2008 years, in Mantiqueira Range region, MG. The performance of methods were carried out on the basis of the coefficient of correlation (r), Willmott agreement (d), performance of Camargo & Sentelhas (c) and standard error of estimate (SEE), having the Penman-Monteith-FAO as the reference. It was verified that the methods based on solar radiation were more accurate than those based on only air temperature. Jensen-Haise, Radiação FAO, Penman e Blaney-Criddle FAO have produced better estimates in both seasons, obtaining good reliability on ET_o estimate for the region, presenting high and very good performance. Jensen-Haise, Radiação FAO e Blaney-Criddle FAO are the most indicated to Mantiqueira Range region due to present mathematical structure simpler besides good performance.

⁷ Guidance Committee: Carlos Rogério de Mello – DEG/UFLA; Sílvia de Nazaré Monteiro Yanagi (DEG/UFLA) and Antônio Marciano da Silva (DEG/UFLA).

1 INTRODUÇÃO

Nas últimas décadas, o desenvolvimento das atividades agrícolas e industriais tem causado alterações importantes na dinâmica da água do ciclo hidrológico. O ciclo hidrológico compreende os processos que controlam a distribuição e o movimento da água em diferentes situações (solo, atmosfera e rios), sendo impulsionado pela ação da gravidade e da energia solar.

A compreensão do ciclo hidrológico é de fundamental importância, visando a uma preservação racional dos recursos hídricos. Seus principais componentes são: precipitação, infiltração, escoamento superficial, evaporação e transpiração.

O processo simultâneo de perda de água pela evaporação do solo e pela transpiração da planta é denominado evapotranspiração, sendo considerado por Thornthwaite (1946) como um elemento climatológico fundamental, correspondendo ao processo oposto à chuva (Pereira et al., 1997; Camargo & Camargo, 2000). A evapotranspiração é controlada pelo balanço de energia, pela demanda atmosférica e pelo suprimento de água do solo às plantas (Pereira et al., 1997; Mendonça et al., 2003).

Várias são as definições sobre evapotranspiração descritas na literatura. Com o propósito de definir um padrão de comparação, foi introduzido o conceito de evapotranspiração de referência (ET_o) (Sediyama, 1996), sendo definida como o processo de perda de água para a atmosfera por meio de uma superfície extensa, coberta por grama com altura entre 0,08 e 0,15 m, em crescimento ativo, cobrindo totalmente o solo e sem deficiência de água (Doorenbos & Pruitt, 1977).

A determinação da evapotranspiração de referência é de grande importância para atividades produtivas como projetos de irrigação,

gerenciamento de reservatórios e planejamento de uso e outorga dos recursos hídricos.

A ETo pode ser estimada por meio de métodos diretos e indiretos. Os métodos diretos são geralmente utilizados em projetos de pesquisa extensos, devido ao elevado custo dos equipamentos (Pereira et al., 1997; Mendonça et al., 2003). Os indiretos são menos onerosos e baseiam-se na aplicação de modelos matemáticos que utilizam dados climatológicos medidos em estações meteorológicas (Pereira et al., 1997).

Inúmeros pesquisadores em todo o mundo já propuseram modelos indiretos para a estimativa da ETo, com diferentes concepções e número de elementos climáticos envolvidos. Entre esses modelos, a Organização das Nações Unidas para Alimentação e Agricultura (FAO) recomenda o uso do método de Penman-Monteith como método padrão para a estimativa da ETo, sendo também utilizado na avaliação de outros métodos de estimativa (Allen et al., 1998). Segundo Camargo & Camargo (2000), esse modelo prediz com eficiência a ETo em diversas condições de umidade atmosférica, mas necessitam de grande número de elementos meteorológicos, como temperatura e umidade relativa do ar, velocidade do vento e saldo de radiação, que nem sempre estão disponíveis (Borges & Mendiondo, 2007). Assim, a alternativa, segundo os autores, é o uso de equações mais simples, que considerem a ETo como um elemento meteorológico padrão para aplicação na agrometeorologia e demais áreas.

O uso de equações simplificadas na estimativa da ETo é frequentemente observado, sem a preocupação se aquele método é aplicável à região. No entanto, antes de aplicar um método para determinado local, é necessário verificar o seu desempenho e, quando necessário, fazer calibrações locais a fim de evitar erros grosseiros de estimativa. Esse desempenho tem sido avaliado comparando valores obtidos por equações empíricas aos valores obtidos por

meio de lisímetros, em menor escala devido ao alto custo do equipamento e por meio da comparação com o método padronizado pela FAO, Penman-Monteith. Assim vários trabalhos foram desenvolvidos nessa linha, destacando-se os de Camargo & Sentelhas (1997), Mendonça et al. (2003), Conceição & Mandelli (2005), Oliveira et al. (2005), Borges & Mendiando (2007).

Nesse sentido, objetivou-se neste trabalho avaliar o desempenho dos métodos indiretos de estimativa da evapotranspiração de referência de Thornthwaite, Camargo, Makkink, FAO Radiação solar, Jensen-Haise, Linacre, Hargreaves-Samani, Hamon e Karrufa modificados por Borges & Mendiando (2007), Blaney-Criddle-FAO, Balanço de energia, Priestley-Taylor e Penman (original), comparados ao método padrão de Penman-Monteith-FAO, durante o período seco e chuvoso, em escala diária, para as condições climáticas da região da Serra da Mantiqueira-MG.

2 MATERIAL E MÉTODOS

2.1 Descrição dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência

A evapotranspiração de referência foi estimada pelos métodos de Thornthwaite, Makkink e Camargo, Radiação Solar FAO, Jensen-Haise, Linacre, Hamon e Kharrufa, modificados por Borges & Mendiondo, Blaney & Criddle FAO, Hargreaves-Samani, Balanço de energia, Penman (original), Priestley & Taylor e Penman-Monteith (FAO). Esse último foi descrito no 1º capítulo.

2.1.1 Método de Thornthwaite (EToT)

O método de Thornthwaite foi desenvolvido para estimar a evapotranspiração de referência, em escala mensal, com base em dados de temperatura média mensal obtida de normais climatológicas (Pereira et al., 1997). Entretanto, propôs-se neste trabalho a extrapolação desse método em escala diária, conforme (Medeiros et al., 2003; Conceição & Mandelli, 2005), substituindo essa temperatura pela temperatura média diária, com o intuito de correlacionar esse método ao padrão Penman-Monteith-FAO,. Seguiu-se a metodologia descrita por Pereira et al. (1997):

$$EToT = 16 \cdot \frac{N}{12 \cdot 30} \cdot \left(10 \cdot \frac{T_d}{I} \right)^a \quad T_d > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (24)$$

$$I = \sum_{i=1}^{12} (0,2 \cdot T_m)^{1,514} \quad T_m > 0 \text{ } ^\circ\text{C} \quad (25)$$

$$a = 6,75 \times 10^{-7} \cdot I^3 - 7,71 \times 10^{-5} \cdot I^2 + 1,7912 \times 10^{-2} \cdot I + 0,49239 \quad (26)$$

em que EToT é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); T_d é a temperatura média diária (°C); I é o índice de calor da região; T_m é a temperatura média mensal (°C); N é o fotoperíodo diário (horas); e o subscrito i representa o mês do ano.

Para o cálculo do fotoperíodo (N), utilizou-se a equação descrita por Vianello & Alves (2000):

$$N = \frac{2H}{15} \quad (27)$$

em que H é o ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol (graus), o qual foi estimado pela seguinte expressão:

$$H = \arccos \cdot (-\tan\varphi \cdot \tan\delta) \quad (28)$$

em que φ é a latitude local (graus) e δ a declinação solar. Esta foi estimada segundo Vianello & Alves (2000):

$$\delta = 23,45 \cdot \text{sen} \left(\frac{360}{365} \cdot (284 + \text{DJ}) \right) \quad (29)$$

em que DJ corresponde ao dia Juliano.

2.1.2 Método de Camargo (EToC)

Método proposto por Camargo (1971) com base nos resultados do método de Thornthwaite, porém mais simples e apresentando eficiência semelhante para períodos de 10 ou 30 dias (Camargo & Camargo, 1983). A equação pode ser assim descrita:

$$\text{EToC} = 0,01 \cdot Q_0 \cdot T \quad (30)$$

em que EToC é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); T é a temperatura média do período ($^{\circ}\text{C}$); 0,01 é o fator de ajuste de Camargo para temperatura média anual até 23°C ; e Q_0 é a radiação solar extraterrestre diária expressa em equivalente de evaporação (mm d^{-1}). Neste trabalho, utilizou-se a temperatura média diária.

A radiação solar extraterrestre foi estimada segundo Vianello & Alves (2000):

$$Q_o = \frac{0,0864}{\pi} \cdot S \cdot D_r \cdot (H \cdot \text{sen}(\varphi) \cdot \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) \cdot \cos(\delta) \cdot \text{sen}(H)) \quad (31)$$

em que Q_o é a radiação solar extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); S é a constante solar (1367 W m^{-2}); D_r é a distância relativa terra-sol (adimensional); H é o ângulo horário do nascer ou pôr-do-sol (radianos); φ e δ foram descritos no método de Thornthwaite. A distância relativa terra-sol foi estimada pela seguinte expressão (Vianello & Alves, 2000):

$$D = 1,0001 + 0,0342\cos(x) + 0,0012\text{sen}(x) + 0,0007\cos(2x) + 0,00007\text{sen}(2x) \quad (32)$$

em que x é dado por: $2\pi(\text{DJ}-1)/365$.

2.1.3 Método de Makkink (EToM)

Makkink (1957) correlacionou dados diários de evapotranspiração de referência, obtidos de um gramado em lisímetro de lençol freático constante, aos valores de radiação solar, ao nível da superfície expresso em equivalente de evaporação, resultando na seguinte expressão:

$$\text{EToM} = 0,61 \cdot W \cdot R_s - 0,12 \quad (33)$$

em que ETo é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_s é a radiação solar ao nível da superfície (mm dia^{-1}); e W é um fator de ponderação, sendo estimado por meio das expressões lineares propostas por Wilson & Rouse (1972) e Viswanadham et al. (1991):

$$W = 0,407 + 0,0145 \cdot T_u \quad 0 < T_u < 16^\circ\text{C} \quad (34)$$

$$W = 0,483 + 0,01 \cdot T_u \quad 16,1 < T_u < 32^\circ\text{C} \quad (35)$$

em que T_u é a temperatura do bulbo úmido. Essa temperatura foi substituída pela temperatura média diária disponível no local de estudo para condições de atmosfera não-saturada.

2.1.4 Método da Radiação Solar FAO (EToR)

Este método constitui-se de uma adaptação feita ao método de Makkink, substituindo os coeficientes a e b por um parâmetro “c”, que é função da umidade relativa do ar e da velocidade do vento (Doorenbos & Pruitt, 1977; Doorenbos & Kassam, 1994). Visando à maior facilidade na determinação da evapotranspiração de referência por esse método, Frevert et al. (1983) desenvolveram um sistema de equações de regressão múltipla assim descrita:

$$EToR = c_0 + c_1 \cdot W \cdot R_s \quad (36)$$

$$c_1 = a_0 + a_1 \cdot UR + a_2 \cdot U_2 + a_3 \cdot UR \cdot U_2 + a_4 \cdot UR^2 + a_5 \cdot U_2^2 \quad (37)$$

em que EToR é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); UR é a umidade relativa média (%); U₂ é a velocidade média do vento a 2 m de altura (m s⁻¹); W foi definido no método de Makkink e R_s é a radiação solar média expressa em equivalente de evaporação (períodos de 30 ou 10 dias). No entanto, utilizou-se a radiação solar média diária. Apresentam-se na Tabela 4 os valores das constantes utilizadas.

TABELA 4. Constantes e seus respectivos valores

Constantes	Valor
c ₀	0,3
a ₀	1,0656
a ₁	-0,0012795
a ₂	0,044953
a ₃	-0,00020033
a ₄	-0,000031508
a ₅	-0,0011026

Fonte: Pereira et al. (1997).

2.1.5 Método de Jensen-Haise (EToJH)

De acordo com Pereira et al. (1997), este método foi desenvolvido em regiões semi-áridas americanas por Jensen & Haise em períodos de 5 a 10 dias:

$$EToJH = R_s \cdot (0,0252T + 0,078) \quad (38)$$

em que ET_{oJH} é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); R_s (mm d^{-1}) é a radiação solar ao nível do solo expressa em equivalente de evaporação (média do período); e T ($^{\circ}\text{C}$) é a temperatura média do período. Para o desenvolvimento do presente estudo, foram considerados os dados médios diários de R_s e T .

2.1.6 Método de Linacre (ET_{oL})

Este método foi proposto por Linacre (1977) e corresponde a uma aproximação do método de Penman, segundo Pereira et al. (1997). Neste método considera-se apenas a temperatura do ar como única variável para um determinado local, sendo expressa como:

$$ET_{oL} = \frac{\frac{(500 \cdot (T + 0,006 \cdot h))}{(100 - \phi)} + 15 \cdot (T - T_o)}{(80 - T)} \quad (39)$$

em que ET_{oL} é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); T é a temperatura média diária ($^{\circ}\text{C}$); T_o , a temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$); h , a altitude local (m); e ϕ a latitude (graus).

2.1.7 Método de Hamon modificado por Borges & Mendiondo (ET_{oHM})

Método proposto por Hamon e modificado por Borges & Mendiondo (2007), para as condições úmidas do litoral do Brasil. Esse método baseia-se na temperatura e no fotoperíodo do dia, sendo equacionado como:

$$ET_{oHM} = 0,69 \cdot \left(\frac{N}{12}\right)^2 \cdot \left(\frac{4,95 \cdot e^{0,062 \cdot T}}{100}\right) \cdot 25,4 \quad (40)$$

em que ET_{oHM} é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); T , a temperatura média diária; e N o fotoperíodo, sendo obtido pela equação (27).

2.1.8 Método de Kharrufa modificado por Borges & Mendiondo (ET_{oKM})

Método proposto por Karrufa, para regiões áridas, e modificado por Borges & Mendiondo (2007), para as condições úmidas do litoral do Brasil. A

equação é uma relação entre a ETo e a porcentagem de insolação máxima diária, descrita da seguinte forma:

$$EToKM = 0,34 \cdot p \cdot T^k \quad (41)$$

em que EToKM é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); p é a porcentagem de insolação máxima diária; e k é a constante de Borges & Mendingo (2007), sendo igual a 1,2 (de agosto–março); 1,15 (abril–maio) e 1,1 (junho–julho).

2.1.9 Método de Hargreaves-Samani (EToHS)

Método proposto por Hargreaves & Samani (1985), para as condições semi-áridas da Califórnia. Eles consideram como variáveis de entrada a temperatura máxima, média e mínima diária, além da latitude, sendo expressa como:

$$EToHS = 0,0023 \cdot Q_o \cdot \Delta T^{0,5} \cdot (T + 17,8) \quad (42)$$

em que EToHS é a evapotranspiração de referência (mm dia⁻¹); Q_o é a radiação solar extraterrestre (mm dia⁻¹), obtida pela equação (31); ΔT é a diferença entre a temperatura máxima e mínima diária (°C); e T é a temperatura média diária (°C).

2.1.10 Método do Balanço de energia (EToB)

Este método representa o saldo de radiação na superfície, sendo composto do balanço de ondas curtas (BOC) e do balanço de ondas longas (BOL):

$$EToB = BOC + BOL \quad (43)$$

O balanço de ondas curtas (BOC) é dado por:

$$BOC = R_s (1 - \alpha) \quad (44)$$

em que R_s é a radiação solar (MJ m⁻² dia⁻¹) e α é o albedo (adimensional), considerado igual a 0,23 para a grama (cultura padrão).

O balanço de ondas longas (BOL) em escala diária foi obtido pela equação de Brunt, descrita por Pereira et al. (1997):

$$\text{BOL} = -\left[0,56 - 0,09 \cdot (e_a)^{0,5}\right] \cdot 20,17 \times 10^{-10} \cdot T_a^4 \cdot \left[0,1 + 0,9 \cdot \frac{n}{N}\right] \quad (45)$$

em que T_a é a temperatura média do ar (K); n é a insolação (horas); e_a é a pressão atual do vapor d'água (mmHg); e N tem o mesmo significado definido anteriormente.

A insolação (n) foi estimada pela seguinte expressão:

$$n(\text{horas}) = \left(\frac{R_s}{Q_o} - a\right) \cdot \frac{N}{b} \quad (46)$$

em que R_s é a radiação solar ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); Q_o é a radiação solar extraterrestre ($\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$); N é o fotoperíodo (horas); $b = 0,52$ e $a = 0,29 \cos(\varphi)$, sendo φ a latitude local.

A pressão atual do vapor d'água (e_a) é dada pela seguinte expressão:

$$e_a (\text{mmHg}) = e_s \cdot \frac{\text{UR}}{100} \quad (47)$$

em que UR é a umidade relativa (%); e_s é a pressão de saturação do vapor (mmHg), sendo obtida pela equação de Murray, descrita por Pereira et al. (1997) como:

$$e_s = 4,58 \cdot e^{\left(\frac{17,27 \cdot T}{237,3 + T}\right)} \quad (48)$$

em que T é a temperatura do ar ($^{\circ}\text{C}$).

2.1.11 Método de Blaney-Criddle FAO (EToBC)

Método proposto por Blaney-Criddle (1950), modificado pela FAO, segundo Pereira et al. (1997). Para facilitar os cálculos e evitar o uso de nomogramas, Frevert et al. (1983) adaptaram a modificação da FAO ao seguinte sistema de equação:

$$E_{ToBC} = a + b \cdot p \cdot (0,46 \cdot T + 8,13) \quad (49)$$

$$a = 0,0043 \cdot UR_{\min} \cdot \frac{n}{N} - 1,41 \quad (50)$$

$$b = a_0 + a_1 \cdot UR_{\min} + a_2 \cdot \frac{n}{N} + a_3 \cdot U_2 + a_4 \cdot UR_{\min} \cdot \frac{n}{N} + a_5 \cdot UR_{\min} \cdot U_2 \quad (51)$$

em que E_{ToBC} é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); UR_{\min} é a umidade relativa mínima mensal (%); n é a insolação (horas) obtida pela equação (46) e as demais notações são as mesmas descritas anteriormente. Neste trabalho, utilizou-se a UR_{\min} diária. Na Tabela 5 apresentam-se os valores das constantes.

TABELA 5. Constantes e seus respectivos valores.

constante	valor
a_0	0,81917
a_1	-0,0040922
a_2	1,0705
a_3	0,065649
a_4	-0,0059684
a_5	-0,0005967

Fonte: Pereira et al. (1997).

2.1.12 Método de Priestley-Taylor (E_{ToPT})

Método proposto por Priestley & Taylor (1972) e que pode ser interpretado tanto como uma versão do método do balanço de energia como uma simplificação do método de Penman, sendo assim descrito:

$$E_{ToPT} = 1,26 \cdot W \cdot (R_n - G) \quad (52)$$

em que E_{ToPT} é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); G , o fluxo de calor no solo (igual a 0 para escala diária); W e R_n são descritos nos métodos de Makkink e Balanço de energia, respectivamente.

2.1.13 Método de Penman original (EToP)

Penman (1948) combinou os efeitos do balanço de energia aos do poder evaporante do ar, sendo, dessa maneira, denominado método combinado. O poder evaporante do ar é dado pelo produto do déficit de saturação do ar com um coeficiente de transporte, o qual é uma função empírica do vento, sendo assim descrito:

$$\lambda E_a = f(u) \cdot (e_s - e_a) \quad (53)$$

A função empírica do vento, $f(u)$, representa o termo aerodinâmico do método, sendo equacionada como:

$$f(u) = m \cdot (a + b \cdot u) \quad (54)$$

em que $m = 6,43 \text{ (MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}\text{)}$; $a = 1$; $b = 0,526 \text{ (s m}^{-1}\text{)}$ e u é a velocidade do vento (m s^{-1}).

A expressão final do método de Penman é assim descrita:

$$EToP = \frac{W}{\lambda} \cdot (Rn - G) + (1 - W) \cdot \lambda E_a \quad (55)$$

em que ETo é a evapotranspiração de referência (mm dia^{-1}); W e Rn são dados pelas equações descritas no método de Makkink e Balanço de Energia, respectivamente; $G = 0$ (escala diária) e definido anteriormente e λ é o calor latente de vaporização d'água ($2,45 \text{ MJ kg}^{-1} \text{ }^\circ\text{C}^{-1}$).

2.2 Avaliação do desempenho dos métodos de estimativa da ETo

A avaliação dos modelos (EToT, EToC, EToM, EToR, EToJH, EToL, EToHM, EToKM, EToHS, EToB, EToBC, EToPT, EToP), comparados ao EToPM, foi feita pela correlação entre os valores estimados pelo método padrão EToPM e os valores estimados pelos outros métodos, por meio de regressão linear, com base nos seguintes indicadores estatísticos: coeficiente de correlação (r), que indica o grau de dispersão dos dados em relação à média, ou seja, o erro aleatório; exatidão, que está relacionado ao desvio entre os valores estimados

pelo padrão EToPM e os valores estimados pelos outros métodos, dado pelo índice de Willmott (d) proposto por Willmott et al. (1985); confiança ou desempenho (c) proposto por Camargo & Sentelhas (1997), obtido pelo produto de “r” e “d” e pelo erro-padrão de estimativa (EPE):

O índice de exatidão (d) de Willmott et al. (1985) é equacionado da seguinte forma (Camargo & Sentelhas, 1997; Camargo & Camargo, 2000):

$$d = 1 - \left[\frac{\sum (P_i - O_i)^2}{\sum (|P_i - O| + |O_i - O|)^2} \right] \quad (56)$$

em que:

P_i – valores estimados pelos outros métodos;

O_i – valores estimados pelo método padrão Penman-Monteith;

O – média dos estimados pelo método padrão Penman-Monteith.

Os valores de “d” podem variar de 0, para nenhuma concordância, a 1, para uma concordância perfeita.

O critério adotado para interpretar o desempenho dos métodos de estimativa da evapotranspiração de referência pelo índice “c” é apresentado na Tabela 6.

TABELA 6. Critério de interpretação do desempenho de métodos de estimativa da ETo pelo índice “c”.

Valor de "c"	Desempenho
> 0,85	Ótimo
0,76 a 0,85	Muito bom
0,66 a 0,75	Bom
0,61 a 0,65	Mediano
0,51 a 0,60	Sofrível
0,41 a 0,50	Mau
≤ 0,40	Péssimo

Fonte: Camargo & Sentelhas (1997).

O erro-padrão de estimativa foi obtido pela seguinte equação (Allen, 1986):

$$EPE = \sqrt{\frac{\sum (O_i - P_i)^2}{n - 1}} \quad (57)$$

Em que n é o número de observações; O_i e P_i têm os mesmos significados apresentados anteriormente.

3 RESULTADOS E DISCUSSÃO

Na Figura 12 verificam-se a média mensal da precipitação, da evapotranspiração de referência pelo método de Penman-Monteith (EToPM) e alguns elementos climáticos importantes na estimativa da ETo pelos diferentes métodos analisados neste estudo, durante os anos de 2007 e 2008, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

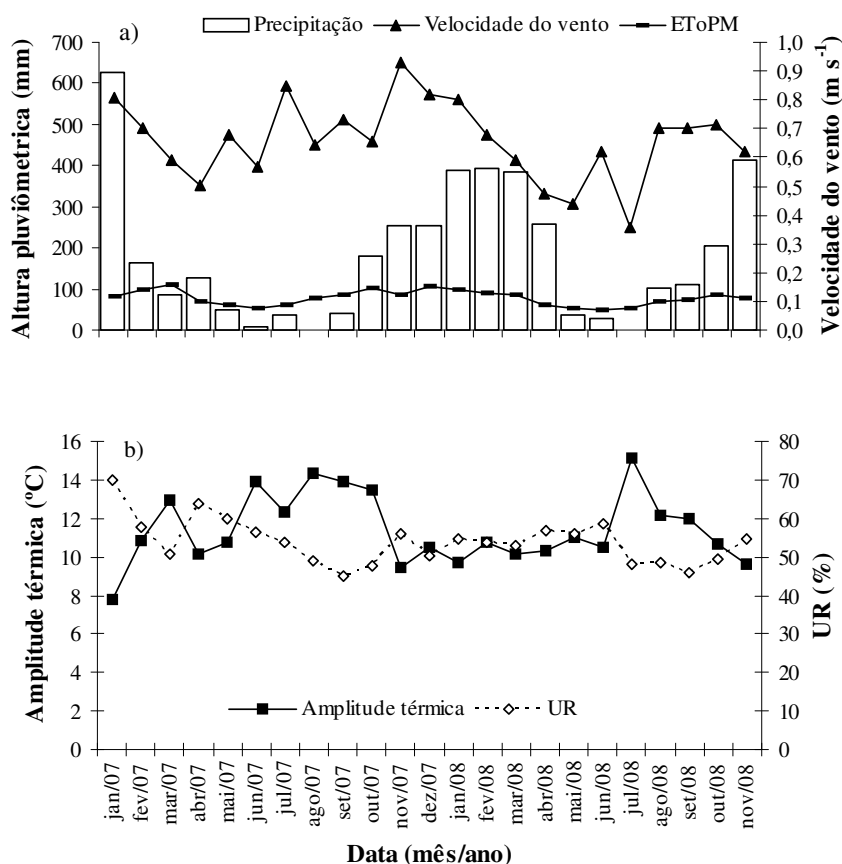


FIGURA 12. Média mensal, a) de precipitação, ETo de Penman-Monteith-FAO e velocidade do vento; b) Variação da amplitude térmica e umidade relativa do ar, durante os anos de 2007 e 2008, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

Observa-se na Figura 12a que as chuvas concentraram-se nos meses de primavera e verão (outubro de 2007 a abril de 2008), e reduziram-se nos meses de maio a setembro, sendo essa uma situação típica do clima da região, caracterizado como Cwb, segundo classificação de Köppen. Nota-se também que a evapotranspiração de referência, estimada pelo método de Penman-Monteith-FAO, foi maior nos meses de primavera e verão e menores nos meses de outono e inverno, acompanhando a precipitação. Essa tendência se deve à maior quantidade de energia solar recebida nesses meses de primavera e verão. Com relação à velocidade média mensal do vento, verifica-se um comportamento variável entre os meses em que a precipitação é menor.

Analisando a Figura 12b, observa-se que nos meses de inverno (junho a setembro) ocorreram os maiores valores de amplitude térmica e menores valores de umidade relativa, situação característica de meses mais secos e frios.

Na Figura 13 ilustram-se as relações funcionais e as regressões lineares obtidas pelos valores diários de evapotranspiração de referência entre os diferentes métodos de estimativa e o método padrão Penman-Monteith FAO, para o período chuvoso (outubro a março) na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, durante os anos de 2007 e 2008.

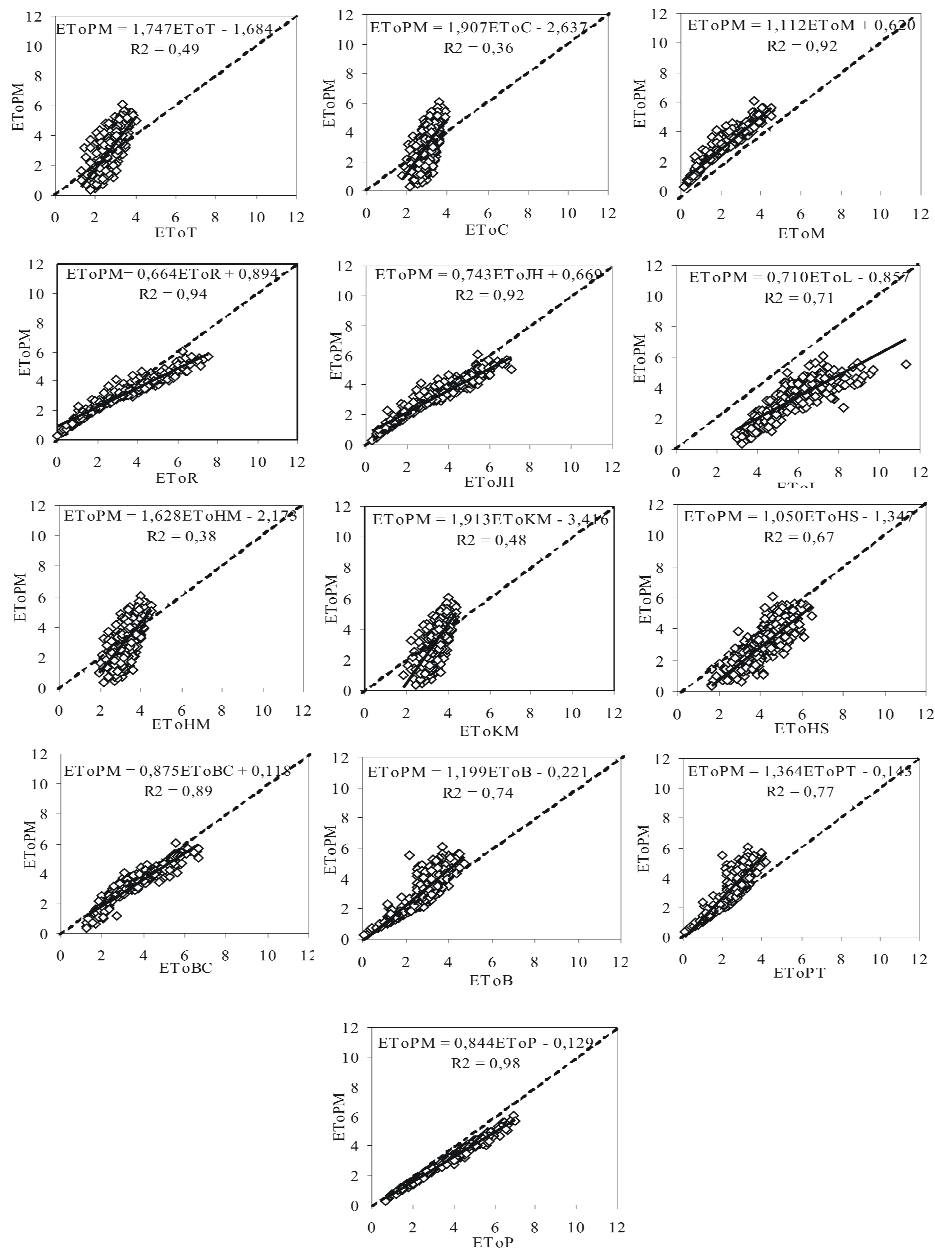


FIGURA 13. Regressão lineares entre os métodos de estimativa de ETo e o padrão Penman-Monteith FAO em escala diária, para o período chuvoso (outubro a março) de 2007 e 2008, na região da Serra da Mantiqueira, MG.

Observa-se na Figura 13 que os métodos Penman original (EToP) e Linacre (EToL) apresentaram tendências de superestimar a ETo durante todo o período chuvoso, quando comparados ao método padrão Penman-Monteith-FAO (EToPM). Os métodos de Blaney-Criddle FAO (EToBC) e Hargreaves-Samani (EToHS) apresentaram tendências de superestimativa praticamente durante todo o período. Para os métodos de Priestley-Taylor (EToPT), balanço de energia (EToB) e Makkink (EToM), verifica-se uma tendência de subestimativa.

Os modelos de Thorntwaite (EToT), Camargo (EToC), Hamon, modificado por Borges & Mendiondo (2007) (EToHM), e Karrufa, modificado por Borges & Mendiondo (EToKM), apresentaram tendência de subestimar a ETo em alguns dias e a superestimar em outros. Nota-se que esses métodos são baseados somente na temperatura do ar, mostrando-se, assim, sensíveis às variações desse elemento climático.

Ainda analisando a Figura 13, verifica-se que os métodos EToT e EToC apresentaram comportamentos semelhantes, uma vez que o último consiste em uma modificação do primeiro. Padrões semelhantes foram também encontrados entre os métodos da Radiação solar FAO (EToR), Jensen-Haise (EToJH) e Blaney-Criddle FAO (EToBC). Essa semelhança pode ser atribuída ao fato de esses métodos utilizarem a radiação solar, que chega à superfície como dado de entrada.

Com relação ao ajuste dos dados estimados aos observados pelo método padrão (EToPM), para esse período, os melhores ajustes foram observados pelos métodos EToP, EToR, EToM, EToJH e EToBC, apresentando valores de R^2 iguais a 0,98; 0,94; 0,92; 0,92 e 0,89, respectivamente. Na seqüência, aparecem os métodos EToPT, EToB, EToL e EToHS, apresentando R^2 de 0,77; 0,74; 0,71 e 0,67, respectivamente. Os piores ajustes foram obtidos pelos métodos EToT, EToC, EToHM e EToKM, com R^2 de 0,49; 0,36; 0,38 e 0,48, respectivamente.

Esses baixos valores de R^2 apresentados pelos modelos EToT e EToC podem estar associados à extrapolação deles para escala diária.

Na Figura 14 ilustram-se as regressões lineares obtidas entre a ETo estimada pelos diferentes métodos e a ETo padrão (Penman-Monteith FAO) para o período seco, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, durante os anos de 2007 e 2008.

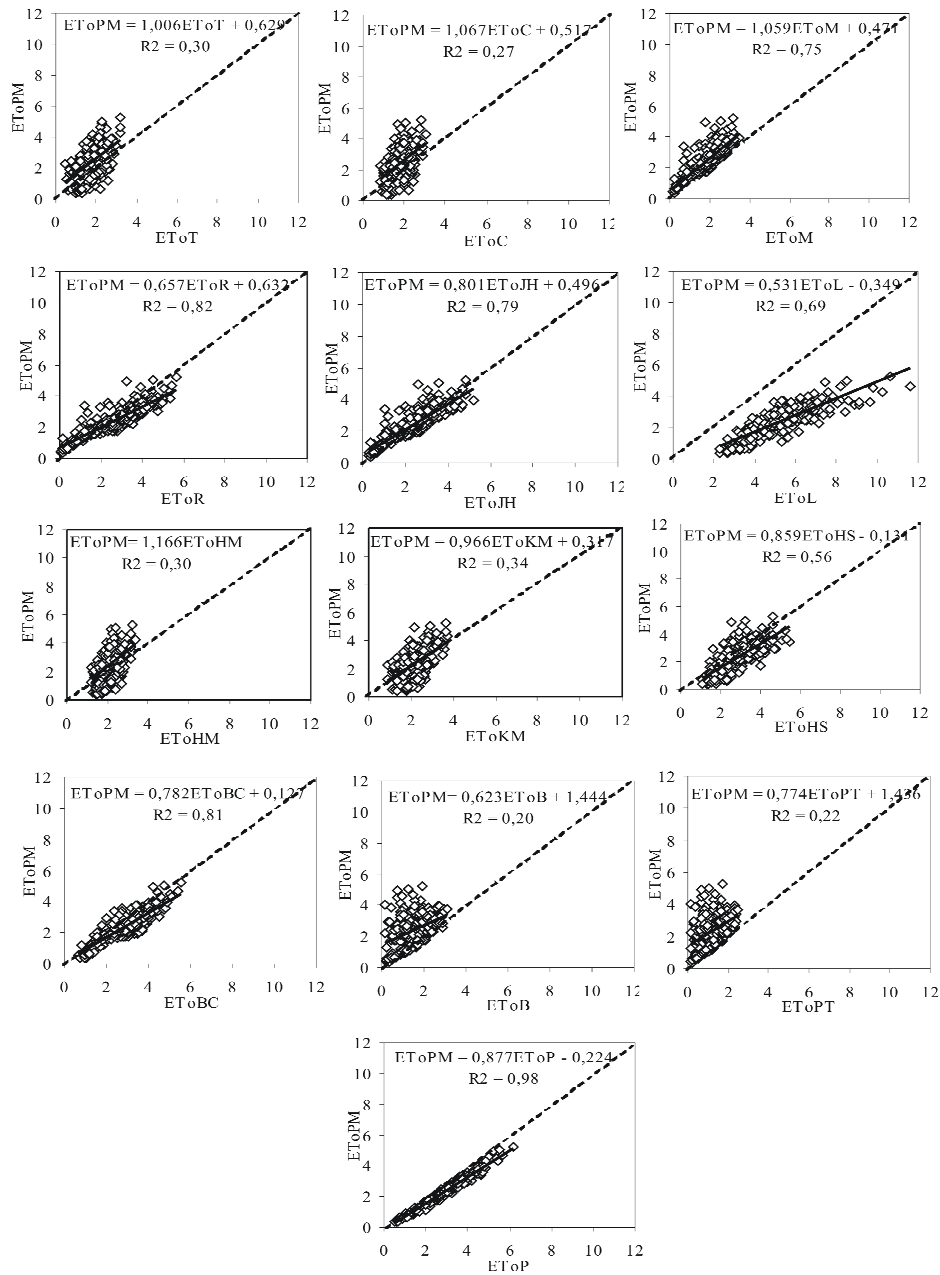


FIGURA 14. Regressões lineares entre os métodos de estimativa da ETo e o padrão Penman-Monteith-FAO, em escala diária, para o período seco (abril a setembro) de 2007 e 2008, na região da Serra da Mantiqueira, MG.

Observa-se na Figura 14, o ajuste dos métodos de estimativa da ETo em relação ao método padrão Penman-Monteith-FAO, para o período seco, apresentando reduções nos valores de R^2 em todos os métodos em relação ao período chuvoso, com exceção do método de Penman original (EToP), que apresentou o mesmo valor nos dois períodos (Figura 13 e 14). Apesar das reduções nos valores de R^2 , alguns métodos apresentaram bons ajustes, como Radiação Solar FAO (EToR), Blaney-Criddle FAO (EToB) e Jensen-Haise (EToJH) com R^2 de 0,82; 0,81 e 0,79, respectivamente. Entretanto, dois métodos apresentaram reduções significativas nos coeficientes de determinação (R^2) em relação aos obtidos para o período chuvoso. Esses métodos foram Priestley-Taylor (EToPT) e Balanço de energia (EToB), com valores de R^2 iguais a 0,22 e 0,20, respectivamente, mostrando a sensibilidade desses métodos a mudanças significativas nos elementos climáticas. Esse comportamento é atribuído à partição da energia disponível na superfície. Se essa estiver umedecida, a maior parte da energia é convertida em calor latente de vaporização, condição observada na estação chuvosa. Se, por outro lado, a superfície apresentar restrição hídrica, condição inerente à estação seca, a maior parte da energia será usada para aquecimento do ar.

Verifica-se também que os métodos de estimativa da ETo em comparação ao padrão Penman-Monteith-FAO (EToPM) apresentaram tendências semelhantes de superestimativa e de subestimativa observadas no período chuvoso.

Os métodos de Hargreaves-Samani (EToHS) e Blaney-Criddle FAO (EToBC) foram desenvolvidos para regiões áridas e semi-áridas, o que pode explicar a superestimativa da ETo para a região estudada (Figura 13 e 14). Esses resultados concordam em parte com os resultados encontrados por Borges & Mendiando (2007), para a região do Litoral de São Paulo. Neste estudo, os autores verificaram superestimativa pelo método EToHS e subestimativa pelo

método de EToBC praticamente durante todo o ano. Quanto à superestimativa pelo método de EToHS, essa também foi observada por Oliveira et al. (2001, 2005) para a região de Goiás.

Smith (1991) relata que há evidências de superestimativa da ETo pelo método de Penman original (EToP) em condições potenciais. Essa condição, aliada à empírica função linear do vento empregada pelo método, a qual utiliza parâmetros definidos, pode ser a causa da superestimativa do método para a região, sendo essa de clima úmido. Oliveira et al. (2001) também encontraram superestimativa por esse método para a região de Goiânia, GO.

Pelo fato de a equação de Linacre (EToL) ser uma aproximação do método de Penman (Pereira et al., 1997), era de se esperar um comportamento semelhante desses métodos, o que não foi observado no estudo. O método EToL superestimou com maior magnitude a ETo, comparado ao método padrão (EToPM) nos dois períodos analisados, ao passo que método EToP produziu resultados aceitáveis. A explicação para isso se deve ao fato de que o modelo EToL utiliza apenas a temperatura do ar e a altitude como variável, devido à simplificação comentada anteriormente; já o método EToP é baseado em muitos elementos climáticos. No entanto, Mendonça et al. (2003) observaram subestimativa desse método, em comparação ao EToPM, para a região norte-fluminense, RJ.

Os mesmos autores também verificaram para a região norte-fluminense, RJ subestimativa da ETo pelo método de Makkink, em comparação ao Penman-Monteith-FAO. Magalhães (2008) também verificou subestimativa desse método em comparação ao padrão, para a região de Lavras, MG. Esses resultados concordam com os obtidos no presente trabalho.

Na Tabela 7, apresentam-se os valores mínimos, máximos e média mensal da ETo (mm dia^{-1}), o desvio-padrão e coeficiente de variação, para cada

método avaliado, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, durante o período de 2007-2008.

TABELA 7. Valores mínimo, máximo e médio mensal apresentados pelos métodos de estimativa da ETo (mm dia⁻¹) e seus respectivos desvio-padrão (DP) e coeficiente de variação (CV) para os anos de 2007 e 2008 na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

Método analisado		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual
EToPM	Min	0,72	1,23	0,32	0,68	0,40	0,41	0,39	0,56	0,62	0,45	0,60	1,12	0,32
	Max	5,67	5,55	5,36	3,90	3,55	4,93	4,00	5,03	5,25	5,54	4,79	6,07	6,07
	Med	2,85	3,42	3,40	2,41	2,05	1,94	2,14	2,68	2,87	3,11	2,94	3,62	2,79
	DP	1,32	0,99	0,95	0,81	0,73	0,67	0,67	0,92	1,04	1,25	1,19	1,35	0,99
	CV (%)	46,37	29,29	29,12	33,89	35,59	35,29	31,41	34,42	36,39	40,45	40,55	37,30	35,84
EToT	Min	1,94	1,84	1,76	1,20	0,59	0,71	0,48	1,10	0,77	1,26	1,54	2,24	0,48
	Max	4,00	3,65	3,26	2,87	2,32	2,28	2,30	2,53	3,18	3,81	3,31	3,88	4,00
	Med	2,93	2,91	2,77	2,26	1,52	1,44	1,34	1,74	1,96	2,65	2,42	3,03	2,25
	DP	0,46	0,40	0,29	0,29	0,35	0,29	0,35	0,31	0,55	0,61	0,48	0,45	0,40
	CV (%)	15,74	13,61	10,62	12,65	23,15	20,14	25,82	17,80	27,88	23,14	19,79	14,83	18,76
EToC	Min	2,49	2,53	1,98	1,50	0,88	0,96	0,83	1,32	1,42	1,78	2,33	2,89	0,83
	Max	3,92	3,67	3,22	2,75	1,97	1,71	1,90	2,36	3,03	3,58	3,46	3,91	3,92
	Med	3,27	3,16	2,83	2,21	1,50	1,34	1,33	1,77	2,18	2,89	2,95	3,40	2,40
	DP	0,31	0,27	0,25	0,23	0,23	0,16	0,21	0,21	0,34	0,43	0,31	0,28	0,27
	CV (%)	9,50	8,52	8,94	10,58	15,18	12,00	16,03	11,97	15,72	14,92	10,59	8,18	11,84
EToM	Min	0,47	0,68	0,13	0,34	0,21	0,17	0,24	0,22	0,20	0,28	0,28	0,70	0,13
	Max	4,53	4,48	4,21	3,50	2,69	2,07	2,18	2,89	3,26	4,21	3,98	4,53	4,53
	Med	2,02	2,56	2,63	1,82	1,56	1,47	1,64	2,03	2,12	2,25	1,89	2,55	2,04
	DP	1,09	0,90	0,84	0,78	0,65	0,47	0,51	0,69	0,89	1,05	0,94	1,09	0,83
	CV (%)	54,22	35,58	33,44	43,23	41,86	34,18	31,66	34,63	42,28	47,55	50,00	42,82	40,95

TABELA 7. Continuação ...

Método analisado		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual
EToR	Min	0,41	0,80	0,03	0,31	0,10	0,08	0,12	0,16	0,16	0,21	0,22	0,80	0,03
	Max	7,15	7,12	6,93	5,22	3,92	3,26	3,71	5,08	5,66	7,33	6,18	7,55	7,55
	Med	2,92	3,77	3,96	2,55	2,22	2,08	2,43	3,08	3,30	3,48	2,79	3,94	3,04
	DP	1,82	1,51	1,44	1,25	1,04	0,76	0,89	1,20	1,53	1,84	1,54	1,93	1,40
	CV (%)	62,60	40,36	38,13	49,01	47,00	39,30	37,08	39,74	46,99	53,95	55,02	48,92	46,51
EToJH	Min	0,77	1,07	0,29	0,51	0,35	0,30	0,38	0,35	0,33	0,50	0,50	1,07	0,29
	Max	7,05	6,82	6,20	5,18	3,37	2,78	3,04	4,19	4,86	6,66	5,58	6,85	7,05
	Med	3,02	3,77	3,87	2,59	1,99	1,86	1,98	2,64	2,83	3,27	2,66	3,80	2,86
	DP	1,66	1,36	1,25	1,08	0,81	0,59	0,63	0,91	1,22	1,58	1,29	1,66	1,17
	CV (%)	54,83	36,52	34,01	41,70	40,86	33,60	32,06	35,13	43,73	49,27	48,53	43,80	41,17
EToL	Min	3,22	3,70	3,27	2,75	2,37	2,62	2,25	2,95	2,31	2,95	3,01	3,71	2,25
	Max	8,34	7,48	8,16	6,83	6,46	7,45	7,70	9,82	11,60	11,32	7,59	9,21	11,60
	Med	5,05	5,61	5,96	4,94	4,48	4,51	5,00	5,58	5,96	6,26	5,14	6,21	5,39
	DP	1,20	0,97	0,99	0,83	0,92	0,90	1,24	1,54	1,94	1,91	1,18	1,56	1,27
	CV (%)	23,35	17,27	16,84	16,92	20,59	20,06	24,88	27,67	32,72	30,56	22,99	25,07	23,24
EToHM	Min	2,61	2,62	2,13	1,74	1,24	1,31	1,21	1,62	1,65	1,94	2,48	3,10	1,21
	Max	4,50	4,06	3,50	3,07	2,34	2,19	2,37	2,71	3,40	4,09	3,81	4,49	4,50
	Med	3,54	3,37	3,05	2,47	1,82	1,71	1,68	2,05	2,38	3,11	3,16	3,76	2,68
	DP	0,40	0,35	0,27	0,24	0,23	0,18	0,22	0,22	0,39	0,51	0,37	0,38	0,31
	CV (%)	11,33	10,29	9,04	9,56	12,86	10,69	13,31	10,78	16,36	16,50	11,67	10,08	11,87
EToKM	Min	2,62	2,69	2,29	1,75	1,11	1,11	0,86	1,78	1,48	1,86	2,35	3,08	0,86
	Max	4,43	4,14	3,81	2,93	2,44	2,14	2,22	3,20	3,73	4,26	3,94	4,42	4,43
	Med	3,62	3,57	3,43	2,50	1,90	1,63	1,54	2,43	2,63	3,25	3,16	3,75	2,78

TABELA 7. Continuação ...

Método analisado		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual
	DP	0,40	0,34	0,25	0,20	0,30	0,21	0,26	0,29	0,52	0,52	0,42	0,37	0,34
	CV (%)	11,14	9,42	7,34	8,13	15,69	13,21	16,74	11,91	19,88	16,10	13,32	9,82	12,72
EToHS	Min	1,67	2,07	1,66	1,13	1,11	1,11	1,35	1,42	1,58	1,62	1,74	2,68	1,11
	Max	5,88	5,63	5,50	4,40	3,45	2,96	3,31	4,31	5,46	6,17	5,27	6,50	6,50
	Med	4,18	4,49	4,17	3,16	2,46	2,35	2,53	3,12	3,73	4,42	4,11	4,71	3,62
	DP	1,04	0,75	0,71	0,62	0,53	0,40	0,48	0,62	0,85	1,07	0,85	1,04	0,75
	CV (%)	24,87	16,73	17,15	19,73	21,56	17,19	19,11	20,19	22,91	24,37	20,79	21,99	20,55
EToBC	Min	1,62	1,84	1,21	1,20	0,69	0,88	0,78	0,99	0,94	1,28	1,27	1,88	0,69
	Max	6,64	6,28	5,78	4,91	3,80	4,24	4,23	5,05	5,57	6,62	5,03	6,64	6,64
	Med	3,18	3,70	3,95	2,82	2,45	2,58	2,69	3,27	3,23	3,47	2,85	3,93	3,18
	DP	1,32	1,14	1,13	1,03	0,90	0,79	0,83	1,04	1,18	1,34	0,95	1,41	1,09
	CV (%)	41,45	30,73	29,57	36,62	36,82	31,57	31,07	31,87	36,92	38,90	33,27	35,75	34,54
EToB	Min	0,73	1,14	0,10	0,50	0,24	0,21	0,18	0,28	0,21	0,36	0,34	1,15	0,10
	Max	4,71	4,43	3,59	2,91	1,86	1,47	1,57	2,27	3,12	3,49	3,96	3,91	4,71
	Med	2,84	3,21	2,83	2,01	1,29	0,92	0,97	1,49	2,05	2,56	2,64	3,10	2,16
	DP	1,10	0,70	0,55	0,48	0,34	0,30	0,29	0,46	0,65	0,80	1,01	0,79	0,62
	CV (%)	38,89	21,97	19,79	23,98	26,47	32,94	33,07	30,84	31,78	31,40	38,39	25,67	29,60
EToPT	Min	0,61	0,96	0,08	0,39	0,19	0,16	0,15	0,22	0,17	0,29	0,28	0,95	0,08
	Max	4,24	3,95	3,13	2,39	1,54	1,16	1,28	1,84	2,44	3,08	3,37	3,40	4,24
	Med	2,45	2,77	2,44	1,69	1,03	0,73	0,76	1,20	1,68	2,19	2,21	2,68	1,82
	DP	0,99	0,63	0,49	0,41	0,28	0,24	0,23	0,37	0,53	0,72	0,86	0,72	0,54
	CV (%)	40,53	23,19	20,56	24,72	27,40	33,32	33,44	30,44	31,87	33,02	38,82	26,84	30,35

TABELA 7. Continuação ...

Método analisado	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Anual	
Min	0,96	1,63	0,70	1,03	0,59	0,67	0,53	0,86	0,77	0,79	0,92	1,50	0,53	
Max	6,99	6,47	6,31	4,77	3,98	5,20	4,49	5,53	6,15	6,74	5,64	6,91	6,99	
EToP	Med	3,53	4,17	4,18	2,99	2,56	2,44	2,69	3,32	3,61	3,93	3,53	4,38	3,44
DP	1,59	1,17	1,09	0,91	0,80	0,68	0,73	1,00	1,22	1,51	1,33	1,54	1,13	
CV (%)	44,88	28,33	26,89	30,36	31,12	28,69	27,36	30,39	34,09	38,61	37,81	35,10	32,80	

O método padrão EToPM apresentou valor mínimo de 0,32 mm dia⁻¹ no mês de março, valor máximo de 6,07 mm dia⁻¹ em dezembro, valor médio de 2,79 mm dia⁻¹ e um coeficiente de variação médio de 35,84 % durante os anos de 2007 e 2008.

Com relação aos demais métodos de ETo, os valores mínimos mensais de ETo variaram de 0,03 mm dia⁻¹ para o método da Radiação-FAO (EToR), no mês de março, a 2,25 mm dia⁻¹ para o método de Linacre (EToL), no mês de julho. Quanto aos valores máximos, eles variaram de 3,93 mm dia⁻¹, para o método de Camargo (EToC) no mês de janeiro, a 11,60 mm dia⁻¹, para o método de Linacre no mês de setembro.

Esse baixo valor encontrado pelo método EToR no mês de março e o alto valor observado pelo método EToL no mês de setembro estão associados à sensibilidade dos modelos na variação de elementos climáticos utilizados como dados de entrada, como radiação solar e temperatura do ponto de orvalho, sendo essa última estimada, para o local em estudo.

Na Tabela 8 são apresentados as análises estatísticas e o desempenho obtidos a partir da correlação entre valores estimados pelos diferentes métodos de ETo e os valores estimados pelo método padrão Penman-Monteith-FAO, considerando os valores diários durante o período seco (abril a setembro) e chuvoso (outubro a março) para a bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG, nos anos de 2007 e 2008.

TABELA 8. Evapotranspiração média (ETomédia) \pm desvio-padrão (DP), erro-padrão de estimativa (EPE), coeficiente linear (a), coeficiente angular (b), coeficiente de determinação (r^2), coeficiente de correlação (r), coeficiente de concordância (d), coeficiente de confiança (c) e desempenho dos métodos para os períodos chuvoso e seco, na bacia hidrográfica do ribeirão Lavrinha.

Método analisado	Período analisado	ETomédia \pm DP(mm dia ⁻¹)	EPE	a	b	r^2	r	c	d	Desempenho
EToT	Seco	1,71 \pm 0,49	1,39	0,629**	1,006**	0,30	0,55	0,33	0,60	Péssimo
	Chuvoso	2,80 \pm 0,49	1,05	-1,684**	1,747**	0,49	0,70	0,46	0,65	Mau
EToC	Seco	1,72 \pm 0,44	1,40	0,517**	1,067**	0,27	0,52	0,30	0,57	Péssimo
	Chuvoso	3,07 \pm 0,38	1,06	-2,637**	1,907**	0,36	0,60	0,32	0,54	Péssimo
EToM	Seco	1,77 \pm 0,73	1,03	0,471**	1,059**	0,75	0,87	0,71	0,82	Bom
	Chuvoso	2,33 \pm 1,05	0,99	0,620**	1,112**	0,92	0,96	0,81	0,85	Muito bom
EToR	Seco	2,61 \pm 1,23	0,88	0,632**	0,657**	0,82	0,91	0,83	0,91	Muito bom
	Chuvoso	3,49 \pm 1,77	0,72	0,894**	0,664**	0,94	0,97	0,91	0,94	Ótimo
EToJH	Seco	2,31 \pm 0,99	0,64	0,496**	0,801**	0,79	0,89	0,83	0,94	Muito bom
	Chuvoso	3,42 \pm 1,57	0,57	0,669**	0,743**	0,92	0,96	0,92	0,96	Ótimo
EToL	Seco	5,08 \pm 1,40	4,04	-0,349**	0,531**	0,69	0,83	0,36	0,43	Péssimo
	Chuvoso	5,72 \pm 1,44	2,60	-0,857**	0,710**	0,71	0,84	0,45	0,53	Mau
EToHM	Seco	2,02 \pm 0,41	1,16	-	1,166**	0,30	0,55	0,33	0,60	Péssimo
	Chuvoso	3,31 \pm 0,46	1,01	-2,173**	1,628**	0,38	0,62	0,38	0,61	Péssimo
EToKM	Seco	2,10 \pm 0,54	1,09	0,317**	0,966**	0,34	0,58	0,40	0,69	Péssimo
	Chuvoso	3,46 \pm 0,44	1,00	-3,416**	1,913**	0,48	0,69	0,44	0,63	Mau

TABELA 8. Continuação...

Método analisado	Período analisado	ETomédia (mm dia ⁻¹)	EPE	a	b	r ²	r	c	d	Desempenho
EToHS	Seco	2,89±0,78	1,14	-0,131**	0,859**	0,56	0,75	0,58	0,78	Sofrível
	Chuvoso	4,34±0,94	1,33	-1,347**	1,050**	0,67	0,82	0,58	0,71	Sofrível
EToBC	Seco	2,84±1,03	0,95	0,127**	0,782**	0,81	0,90	0,80	0,88	Muito bom
	Chuvoso	3,53±1,31	0,53	0,118**	0,875**	0,89	0,94	0,90	0,95	Ótimo
EToB	Seco	1,45±0,64	1,74	1,444**	0,623**	0,20	0,45	0,25	0,56	Péssimo
	Chuvoso	2,86±0,87	0,72	-0,221**	1,199**	0,74	0,86	0,75	0,88	Bom
EToPT	Seco	1,18±0,54	2,01	1,436**	0,774**	0,22	0,47	0,24	0,52	Péssimo
	Chuvoso	2,46±0,78	0,99	-0,143**	1,364**	0,77	0,88	0,70	0,79	Bom
EToP	Seco	2,93±1,01	0,87	-0,224**	0,877**	0,98	0,99	0,90	0,91	Ótimo
	Chuvoso	3,96±1,43	0,82	-0,129**	0,844**	0,98	0,99	0,91	0,92	Ótimo

* Significativo a 5% de probabilidade pelo teste t;

** Significativo a 1% de probabilidade pelo teste t;

NS, não-significativo a 5% de probabilidade pelo teste t.

As equações de regressão ajustadas apresentaram correlação entre métodos avaliados de ETo em comparação ao Penman-Monteith FAO, sendo estatisticamente significativas a 5% de probabilidade pelo teste “F”. Os coeficientes lineares (a) e angulares (b) das equações de regressão ajustadas apresentam-se dentro do intervalo de confiança a 1% de significância pelo teste “t” (Tabela 8), com exceção do método de Hamon-modificado por Borges & Mendiondo, o qual foi reestimado com a regressão passando pela origem. Entretanto, a aplicabilidade de um determinado método para um local baseada apenas na estatística pelo teste “t” pode não resultar em boas estimativas da ETo, necessitando-se de uma avaliação do desempenho dos métodos em comparação ao padrão Penman-Monteith FAO.

Observa-se, na Tabela 8, a variabilidade no desempenho dos métodos para os períodos estudados. Para o período chuvoso (outubro a março), verificam-se altos índices de concordância (d), próximos à unidade, caracterizando concordância quase perfeita para os métodos de EToJH (0,96), EToBC (0,95), EToR (0,94) e EToP (0,92). Esses também apresentaram altos índices de correlação (r), iguais a 0,96; 0,94; 0,97 e 0,99, respectivamente, e confiança (c) iguais a 0,92; 0,90; 0,91 e 0,91, respectivamente, apresentando todos ótimos desempenhos e menores EPE, variando de 0,53 mm dia⁻¹ (EToBC) a 0,82 mm dia⁻¹ (EToP) em comparação ao método-padrão EToPM, o que demonstra a confiabilidade dessas equações na estimativa da evapotranspiração de referência, na escala diária, para as condições climáticas da Serra da Mantiqueira. Na sequência, aparece o método de EToM, com desempenho muito bom (c = 0,81), seguido do método do EToB e de EToPT, que apresentaram desempenho bom (c de 0,75 e 0,70, respectivamente). Os demais métodos tiveram desempenho sofrível a péssimo, com índice c variando de 0,58 a 0,32 e maiores valores de EPE, com destaque para EToL (2,60 mm dia⁻¹) e EToHS

(1,33 mm dia⁻¹), evidenciando, dessa forma, a necessidade de calibração desses modelos para sua aplicabilidade no período chuvoso da região.

Para o período seco, o melhor desempenho foi obtido pelo método EToP, apresentando altos valores de r, d e c (0,99; 0,91 e 0,90), respectivamente, sendo classificado como de ótimo desempenho. Portanto, esse método apresentou ótima performance tanto no período chuvoso quanto no período seco, comparado ao método-padrão EToPM. Com desempenho muito bom, ficaram EToR (c = 0,83), EToJH (c = 0,83) e EToBC (c = 0,80). Nota-se que esses métodos, comparados ao método padrão, apresentaram bons desempenhos para os dois períodos (seco e chuvoso), podendo ser aplicados na área de estudo com boa confiabilidade.

O método EToM apresentou bom desempenho (c = 0,71) para o período seco e um EPE (1,03 mm dia⁻¹) um pouco superior aos demais métodos comentados anteriormente. Para o período chuvoso, apresentou desempenho muito bom, conforme discutido anteriormente. Portanto, é um método que pode também ser utilizado para a região estudada. O método EToHS apresentou desempenho sofrível (c = 0,58) para o período seco, assim como para o período chuvoso (Tabela 8). Os demais métodos de ETo, para esse período, apresentaram péssimo desempenho, com valores de “c” variando de 0,24 a 0,40, e EPE variando de 1,09 mm dia⁻¹, pelo método de Karrufa-modificado por Borges & Mendiondo, a 4,04 mm dia⁻¹ pelo método de Linacre, não sendo confiáveis para a estimativa da ETo para o período seco na região da Serra da Mantiqueira.

Reis et al. (2007), avaliando alguns métodos de estimativa da ETo para a localidade de Venda Nova do Imigrante-ES, em comparação ao método padrão Penman-Monteith-FAO para o período seco (junho, julho e agosto), em escala diária, obtiveram desempenho bom para os métodos de Penman original, FAO 24 Radiação, FAO 24 Blaney-Criddle, Priestly-Taylor e Makkink e desempenho

péssimo para o método de Hargreaves-Samani. Esses resultados foram próximos aos obtidos para o período seco do presente trabalho, como se pode verificar na Tabela 8, com exceção ao método EToPT, que apresentou péssimo desempenho ($c = 0,24$) e um alto erro padrão de estimativa ($EPE = 2,01 \text{ mm dia}^{-1}$).

A grande variabilidade no desempenho da equação de EToPT ao método padrão EToPM para o período chuvoso e seco, observado na região da Serra da Mantiqueira (Tabela 8), deve-se ao efeito da sazonalidade das chuvas sobre o coeficiente “ α ”. Sentelhas et al. (2000) avaliaram o efeito da sazonalidade das chuvas sobre “ α ” nas condições climáticas de Piracicaba-SP e concluíram que o parâmetro “ α ” varia de acordo com as condições de umidade regional, relacionadas ao tamanho da área tampão e à advecção de calor sensível. Nesse trabalho, os autores encontraram para o período úmido valor de “ α ” significativamente inferior ao proposto por Priestley & Taylor (1972). No entanto, para o período seco, o valor de α foi bem próximo ao valor original. Isso mostra que, para melhor uso desse método, especialmente para o manejo da irrigação, é conveniente a adoção distinta de valores de α para cada período do ano.

Conceição & Mandelli (2005) compararam valores diários de evapotranspiração pelos métodos de Makkink, Radiação, Hargreaves-Samani, Camargo e Thornthwaite ao método padrão Penman-Monteith FAO para a região de Bento Gonçalves, RS. Nesse estudo, os autores obtiveram ótimo desempenho pelos métodos de Makkink e Radiação Solar, com valores de c iguais a 0,91 e 0,93, respectivamente, desempenho muito bom pelo método de Hargreaves-Samani ($c = 0,84$) e desempenho regular para os métodos de Camargo ($c = 0,61$) e Thornthwaite ($c = 0,58$). Esses resultados aproximam-se dos obtidos neste trabalho para o período chuvoso, pelo método EToR ($c = 0,91$), o qual apresentou desempenho ótimo e EToM ($c = 0,81$), que apresentou desempenho muito bom.

Ainda analisando a Tabela 8, verifica-se que os métodos de Thornthwaite e Camargo apresentaram mau e péssimo desempenho para a região, durante o período chuvoso, com coeficiente de desempenho “c” de 0,46 e 0,32, respectivamente, e péssimos desempenhos para o período seco, com “c” de 0,33 e 0,30, respectivamente, apesar do clima subtropical do local, condições em que o método apresenta bom desempenho (Penman, 1956; Camargo & Sentelhas, 1997; Camargo & Camargo, 2000). Yanagi et al. (2008) verificaram também um desempenho bom para o método de Thornthwaite (EToT) em escala mensal, para o local do estudo. O baixo desempenho desses modelos no presente estudo pode estar associado ao fato de que os métodos foram desenvolvidos para estimar a evapotranspiração na escala mensal (Pereira et al., 1997), sendo, neste trabalho, avaliado na escala diária, e também por aplicar apenas a temperatura do ar como a única variável para o local. Assim, os métodos não se mostraram adequados para a estimativa nessa escala de tempo para a região. No trabalho de Conceição & Mandelli (2005), esses métodos também apresentaram baixo desempenho, conforme apresentado anteriormente. Resultados semelhantes também foram observados por Medeiros et al. (2003) em Paraipaba, CE. Nesse estudo, os autores obtiveram, para o método de Thornthwaite, valores de coeficiente de correlação (r), exatidão ou concordância (d) e confiança (c) iguais a 0,60; 0,73 e 0,44 respectivamente, próximos aos obtidos neste trabalho para o período chuvoso, conforme Tabela 8.

Os métodos de Hamon (EToHM) e Karrufa (EToKM), com coeficientes propostos por Borges & Mendingo (2007) para a região do litoral de São Paulo, não se adaptaram bem às condições climáticas da região da Serra da Mantiqueira, MG. Esses métodos são baseados na temperatura do ar e, como discutidos anteriormente, todos os métodos baseados apenas nesta variável não apresentaram desempenho confiável para a região.

Nota-se, portanto, que os métodos de estimativa de ETo que empregam mais de um elemento climático (radiação solar incidente, velocidade do vento, umidade relativa, etc.), como EToR, EToM, EToJH, sobressaíram-se em relação aos métodos que utilizam um único elemento climático (temperatura do ar), como EToT, EToC e EToHS, para as condições climáticas da Serra da Mantiqueira.

4 CONCLUSÕES

Em geral, os métodos que envolvem radiação solar, sobressaíram-se em relação aos métodos que envolvem apenas a temperatura do ar como único elemento climático, para a região da Serra da Mantiqueira.

Os métodos de Jensen-Haise (ET_oJH), FAO Radiação Solar (ET_oR) e Blaney-Cridlle (ET_oBC) apresentam boa confiabilidade na estimativa da ET_o, sendo mais indicados para a região da Serra da Mantiqueira.

As maiores variabilidades no desempenho dos métodos em relação aos períodos estudados foram observadas para os métodos do Balanço de energia (ET_oB) e Priestley-Taylor (ET_oPT), podendo ser influenciados pela sazonalidade das chuvas na região.

5 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALLEN, R. G. A. Penman for all seasons. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, New York, v. 112, n. 4, p. 348-386, 1986.

ALLEN, R. G. A.; PEREIRA, L. S.; RAES, D.; SMITH, M. **Crop evapotranspiration**: guidelines for computing crop water requirements. Rome: FAO, 1998. 299 p.

BLANEY, H. F.; CRIDDLE, W. O. **Determining water requirements in irrigated areas from climatological and irrigation data**. Washington, DC: USDA Soil Conservation Service, 1950. 48 p. (Technical paper 96).

BORGES, A. C.; MENDIONDO, E. M. Comparação entre equações empíricas para a estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Rio Jacupiranga-SP. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 11, n. 3, p. 293-300, 2007.

CAMARGO, A. P. **Balanço hídrico no estado de São Paulo**. 3. ed. Campinas: IAC, 1971. 24 p. (Boletim, 116).

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Teste de uma equação simples para estimativa da evapotranspiração potencial baseada na radiação solar extraterrestre e na temperatura do ar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE AGROMETEOROLOGIA, 3., 1983, Campinas, SP. **Anais...** Campinas: Sociedade Brasileira de Agrometeorologia, 1983. p. 229-244.

CAMARGO, A. P.; CAMARGO, M. B. P. Uma revisão analítica da evapotranspiração potencial. **Bragantia**, Campinas, v. 59, n. 2, p. 125-137, 2000.

CAMARGO, A. P.; SENTELHAS, P. C. Avaliação do desempenho de diferentes métodos de estimativa da evapotranspiração potencial no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 5, n. 1, p. 89-97, 1997.

CONCEIÇÃO, M. A. F.; MANDELLI, F. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência em Bento Gonçalves, RS. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 13, n. 2, p. 303-307, 2005.

DOORENBOS, J.; KASSAM, A. H. **Efeito da água no rendimento das culturas**. Campina Grande: UFPB, 1994. 306 p. (Estudos da FAO, irrigação e drenagem, 33).

DOORENBOS, J.; PRUITT, J. O. **Crop water requirement**. Rome: FAO, 1977. 144 p. (Paper 24).

FREVERT, D. R.; HILL, R. W.; BRAATEN, B. C. Estimation of FAO evapotranspiration coefficients. **Journal of Irrigation and Drainage Division**, v. 109, p. 265-270, 1983.

HARGREAVES, G. H.; SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. **Journal of Applied Engineering in Agriculture**, Saint Joseph, v. 1, n. 2, p. 96-99, 1985.

LINACRE, E. T. A simple formula for estimating evapotranspiration rates in various climates, using temperature data alone. **Agricultural Meteorology**, Amsterdam, v. 18, n. 1, p. 409-424, 1977.

MAGALHÃES, C. A. S. **Estudo físico-hídrico em lisímetros e comparação de elementos climáticos na região de Lavras, MG**. 2008. 84 p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras.

MAKKINK, G. F. Ekzamento de la formulo de Penman. **Netherlands Journal of Agricultural Science**, Wageningen, v. 5, p. 290-305, 1957.

MEDEIROS, A. T.; SENTELHAS, P. C.; LIMA, R. N. Estimativa da evapotranspiração de referência a partir da equação de Penman-Monteith, de medidas lisimétricas e de equações empíricas, em Paraipaba – CE. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 23, n. 1, p. 31-40, jan. 2003.

MENDONÇA, J. C.; SOUSA, E. F. de; BERNARDO, S.; DIAS, G. P.; GRIPPA, S. Comparação entre métodos de estimativa da evapotranspiração de referência (ET_o) na região Norte Fluminense, RJ. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v. 7, n. 2, p. 275-279, 2003.

OLIVEIRA, L. F. C.; CARVALHO, D. F.; ROMÃO, P. A.; CORTÊS, F. C. Estudo comparativo de modelos de estimativa da evapotranspiração de referência para algumas localidades no estado de Goiás e Distrito Federal. **Pesquisa Agropecuária Tropical**, Goiânia, v. 31, n. 2, p. 121-126, 2001.

OLIVEIRA, R. Z.; OLIVEIRA, L. F. C.; WEHR, T. R.; BORGES, L. B.; BONOMO, R. Comparação de metodologias de estimativa da evapotranspiração de referência para a região de Goiânia, GO. **Bioscience Journal**, Uberlândia, v. 21, n. 3, p. 19-27, 2005.

PENMAN, H. L. Natural evaporation from open water, bare soil and grass. **Proceedings of Royal Society of London Serie A**, London, v. 193, p. 120-146, 1948.

PENMAN, H. L. Evaporation: an introductory survey neth. **Journal of Agricultural Science**, Cambridge, v. 4, p. 9-19, 1956.

PEREIRA, A. R.; VILLA NOVA, N. A.; SEDIYAMA, G. C. **Evapo(transpi)ração**. Piracicaba: FEALQ, 1997. 183 p.

PRIESTLEY, C. H. B.; TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. **Monthly Weather Review**, Washington, v. 100, n. 1, p. 81-92, 1972.

REIS, E. F.; BRAGANÇA, R.; GARCIA, G. O.; PEZZOPANE, J. E. M.; TAGLIAFERRE, C. Estudo comparativo da estimativa da evapotranspiração de referência para três localidades do estado do Espírito Santo no período seco. **Idesia**, v. 25, n. 3, p. 75-84, 2007.

SEDIYAMA, G. C. Estimativa da evapotranspiração: histórico, evolução e análise crítica. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 4, n. 1, p. 12, 1996.

SENTELHAS, P. C.; PEREIRA, A. R.; FOLEGATTI, M. V.; PEREIRA, F. A. C.; VILLA NOVA, N. A.; MAGGIOTTO, S. R. Variação sazonal do parâmetro de Priestley-Taylor para estimativa diária da evapotranspiração de referência. **Revista Brasileira de Agrometeorologia**, Santa Maria, v. 8, n. 1, p. 49-53, 2000.

SMITH, M. **Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements**. Rome: FAO, 1991. 45 p.

THORNTHWAITE, C. W. The moisture factor in climate. **Transactions of the American Geographical Union**, Washington, v. 27, p. 41-48, 1946.

VIANELLO, R. L.; ALVES, A. R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa, MG: UFV, 2000. 448 p.

VISWANADHAM, Y.; SILVA FILHO, V. P.; ANDRE, R. G. B. The Priestley-Taylor parameter for the Amazon Forest. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 38, n. 3/4, p. 211-25, 1991.

WILLMOTT, C. J.; CKLESON, S. G.; DAVIS, R. E. Statistics for evaluation and comparison of models. **Journal of Geophysical Research**, Ottawa, v. 90, n. C5, p. 8995-9005, 1985.

WILSON, R. G.; ROUSE, W. R. Moisture and temperature limits of the equilibrium evapotranspiration model. **Journal of Applied Meteorology**, Boston, v. 11, n. 11, p. 436-42, 1972.

YANAGI, S. N. M.; SILVA, A. M.; MELLO, C. R.; OLIVEIRA, W. F. Performance of empirical equations for estimating reference evapotranspiration in creek watersheds at Alto Rio Grande region, MG state. In: Congresso Brasileiro de Engenharia Agrícola, 37., 2008, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu, 2008. p. 4.

ANEXOS

ANEXO A

- TABELA 1A. Planilha com informações sobre o Índice de Área Foliar (IAF) da Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG, obtido pelo LAI-2000.....102
- TABELA 2A. Planilha com informações sobre o Índice de Área Foliar (IAF) da Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG, obtido pelo LAI-2000.....103
- TABELA 3A. Modelos de Van-Genuchten ajustados, para as duas profundidades monitoradas por sensores de umidade do solo em um Cambissolo, na bacia do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.....104

TABELA 1A. Planilha com informações sobre o Índice de Área Foliar (IAF) da Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG, obtido pelo LAI-2000.

FILE DATE	TIME	LAI	SEL	DIFN	MTA	SEM	SMP
6 13 DEC	08:06:01 01	0	1	5.07	0.29	0.012	31 4 10
ANGLES 7.000	23.00 38.00	53.00	68.00				
CNTCT# 4.780	4.278 3.434	2.618	1.682				
STDDEV 0.850	0.787 0.663	0.500	0.344				
DISTS 1.008	1.087 1.270	1.662	2.670				
GAPS 8.1E-0	3 9.6E-03 0.	013 0.	013 0.	12			
A 1 08:26:44	138.1 127.1	117.4	103.0	74.30			
1 2 08:26:44	-1.5E-05						
B 3 08:30:17	4.942 4.755	5.662	3.787	2.962			
B 4 08:30:56	1.345 2.593	3.352	3.129	2.435			
B 5 08:31:29	0.183 0.168	0.433	0.247	0.239			
B 6 08:32:21	1.833 0.844	1.367	0.918	0.241			
B 7 08:33:28	1.610 1.383	1.365	1.651	1.089			
B 8 08:34:10	1.920 2.432	1.610	1.077	0.814			
B 9 08:34:52	1.057 1.096	1.889	1.882	0.758			
B 10 08:35:25	1.100 0.704	0.727	0.567	0.298			
B 11 08:36:05	0.980 1.261	4.028	3.642	2.675			
B 12 08:36:31	0.393 1.272	0.436	0.925	0.751			

TABELA 2A. Planilha com informações sobre o Índice de Área Foliar (IAF) da Mata Atlântica na região da Serra da Mantiqueira, MG, obtido pelo LAI-2000.

FILE DATE	TIME	LAI	SEL	DIFN	MTA	SEM	SMP
8 13 DEC	08:28:50 01 0 1	5.05	0.14	0.015	42	2	5
ANGLES 7.000	23.00 38.00	53.00	68.00				
CNTCT# 3.905	3.374 3.232	2.863	1.878				
STDDEV 0.408	0.494 0.350	0.261	0.096				
DISTS 1.008	1.087 1.270	1.662	2.670				
GAPS 0.020	0.026 0.017	8.6E-0	3 6.7E				-3
A 1 10:29:06	655.9 614.8	552.8	456.4	309.5			
1 2 10:29:06	-1.5E-05						
B 3 10:30:12	16.15 38.02	10.36	5.133	2.740			
B 4 10:30:31	17.45 16.48	15.38	4.297	2.524			
B 5 10:30:54	8.797 15.13	7.084	1.811	1.327			
B 6 10:32:13	7.040 7.033	12.81	6.481	1.910			
B 7 10:32:57	19.91 14.50	4.450	3.596	2.122			

TABELA 3A. Modelos de Van-Genuchten ajustados, para as duas profundidades monitoradas por sensores de umidade do solo, em um Cambissolo, na bacia do ribeirão Lavrinha, região da Serra da Mantiqueira, MG.

Ponto	Profundidade monitorada (cm)	Modelo de Van-Genuchten ajustado
1	50	$\theta = 0,183 + (0,534 - 0,183) \cdot [1 + (5,204 \cdot \psi_m)^{1,212}]^{-0,175}$
	100	$\theta = 0,263 + (0,503 - 0,263) \cdot [1 + (0,899 \cdot \psi_m)^{1,154}]^{-0,134}$
2	50	$\theta = 0,244 + (0,561 - 0,244) \cdot [1 + (0,737 \cdot \psi_m)^{1,160}]^{-0,138}$
	100	$\theta = 0,262 + (0,607 - 0,262) \cdot [1 + (4,378 \cdot \psi_m)^{1,146}]^{-0,127}$
3	50	$\theta = 0,256 + (0,627 - 0,256) \cdot [1 + (0,622 \cdot \psi_m)^{1,586}]^{-0,369}$
	100	$\theta = 0,236 + (0,582 - 0,236) \cdot [1 + (0,886 \cdot \psi_m)^{1,164}]^{-0,141}$
4	50	$\theta = 0,187 + (0,518 - 0,187) \cdot [1 + (1,869 \cdot \psi_m)^{1,287}]^{-0,223}$
	100	$\theta = 0,251 + (0,544 - 0,251) \cdot [1 + (1,019 \cdot \psi_m)^{1,319}]^{-0,242}$
5	50	$\theta = 0,280 + (0,648 - 0,280) \cdot [1 + (1,734 \cdot \psi_m)^{1,308}]^{-0,236}$
	100	$\theta = 0,267 + (0,588 - 0,267) \cdot [1 + (0,645 \cdot \psi_m)^{1,338}]^{-0,253}$

TABELA 3A. Continuação...

Ponto	Profundidade monitorada (cm)	Modelo de Van-Genuchten ajustado
6	50	$\theta = 0,235 + (0,709 - 0,235) \cdot [1 + (0,274 \cdot \psi_m)^{1,494}]^{-0,331}$
	100	$\theta = 0,227 + (0,571 - 0,227) \cdot [1 + (0,863 \cdot \psi_m)^{1,457}]^{-0,314}$
7	50	$\theta = 0,171 + (0,525 - 0,171) \cdot [1 + (0,328 \cdot \psi_m)^{1,174}]^{-0,148}$
	100	$\theta = 0,114 + (0,482 - 0,114) \cdot [1 + (0,398 \cdot \psi_m)^{1,282}]^{-0,220}$
8	50	$\theta = 0,208 + (0,486 - 0,208) \cdot [1 + (0,508 \cdot \psi_m)^{1,186}]^{-0,157}$
	100	$\theta = 0,235 + (0,613 - 0,235) \cdot [1 + (1,373 \cdot \psi_m)^{1,401}]^{-0,286}$
9	50	$\theta = 0,322 + (0,538 - 0,322) \cdot [1 + (0,654 \cdot \psi_m)^{1,269}]^{-0,212}$
	100	$\theta = 0,145 + (0,531 - 0,145) \cdot [1 + (2,055 \cdot \psi_m)^{1,127}]^{-0,112}$
10	50	$\theta = 0,227 + (0,667 - 0,227) \cdot [1 + (0,711 \cdot \psi_m)^{1,532}]^{-0,347}$
	100	$\theta = 0,232 + (0,552 - 0,232) \cdot [1 + (0,548 \cdot \psi_m)^{1,517}]^{-0,341}$

