

DESEMPENHO DE MODELOS DE INTERCEPTAÇÃO DE CHUVA NA SIMULAÇÃO DE LÂMINAS MEDIDAS ANUALMENTE E EM EVENTOS ISOLADOS NUMA FLORESTA TROPICAL

*Odair José Manfroi*¹

RESUMO — A precipitação efetiva é uma importante variável do ciclo hidrológico diretamente relacionada à quantidade de água retida pela vegetação, evaporada na maior parte após os eventos de chuva, e à evaporação durante a chuva. Esta perda de precipitação ocasionada pela vegetação é conhecida como interceptação da chuva ou evaporação de interceptação (IE). Neste trabalho, seis modelos de IE baseados na equação de Penman-Monteith e medidas de variáveis meteorológicas foram utilizados para reproduzir lâminas observadas de interceptação em uma floresta tropical durante 3 anos. Como resultados, as quantidades de interceptação observadas em 96 eventos de chuva isolados foram pobremente reproduzidas pelos modelos ($r < 0,28$), por outro lado as quantidades observadas anualmente foram calculadas com erros menores do que 2%. Por fim, análise dos resíduos entre lâminas calculadas e observadas nos 96 eventos de chuva empregando 19 parâmetros meteorológicos médios, tais como velocidade do vento, déficit de pressão de vapor, intensidade de chuva e radiação líquida, durante estes eventos não apontou nenhum padrão ou fator explicativo dominante.

ABSTRACT — Net rainfall is a key variable of the hydrological cycle highly affected by the water holding capacity of the plants and by evaporation during the rainfall event. This precipitation loss caused by the vegetation is called interception loss or interception loss evaporation (IE). In this article, I have used six models of IE taken from the literature, which were formulated around the Penman-Monteith evaporation equation, and micrometeorological measurements to estimate the IE depths observed in a tropical lowland rainforest during three years. As results, the accumulated depths observed in 96 single events were poorly reproduced by these models ($r < 0,28$); on the other hand, the yearly accumulated observed IE depths were calculated with differences less than 2%. Analysis of the residuals between observed and calculated depths in the 96 single events using 19 precipitation and meteorological parameters representing mean evaporation condition during the events, such as mean wind speed, mean vapor pressure deficit, rainfall intensity and net radiation, did not suggest any pattern or explaining factors.

Palavras-chave: Interceptação de Chuva; Precipitação Efetiva ; Florestas Tropicais

¹Superintendência de Gestão e Estudos Hidroenergéticos - ANEEL
SGAN 603 Modulo J, Brasília-DF
Tel.:+55 6121928082
E-MAIL: ojmanfroi@gmail.com

1 – INTRODUÇÃO

A interceptação de chuva pela cobertura vegetal é um processo hidrológico muitas vezes relevante quando se deseja prever a resposta de uma bacia hidrográfica à precipitação incidente e as influências dos diferentes usos do solo tanto na hidrologia como no clima regional, pois representa uma perda de água imediata para a atmosfera durante e após os eventos de chuva. Em estudos de modelagem chuva-vazão, por exemplo, os modelos conceituais distribuídos quase sempre contemplam a interceptação de chuva como um subprocesso.

O primeiro e mais utilizado modelo dinâmico para a simulação do processo de interceptação foi proposto por [Rutter et al. \(1971\)](#), baseado na equação de continuidade de massa ou no balanço da quantidade de água retida na vegetação/floresta denominada capacidade de retenção real (C), que pode ser expressa matematicamente:

$$\frac{dC}{dt} = P - E - D \quad (1)$$

onde P é a lâmina de precipitação incidente no topo da floresta, geralmente observada a intervalos de 10 min ou horário, E é a taxa de evaporação das partes molhadas, e D é a taxa de precipitação no piso florestal.

Desde o trabalho de [Rutter et al. \(1971\)](#), na maioria das aplicações, tal como no trabalho de [Shuttleworth \(1988\)](#), o termo E da equação 1 é calculado a partir da evaporação potencial (E_p) pela aplicação da equação de Penman-Monteith com resistência estomatal infinita a dados meteorológicos, matematicamente:

$$E_p = \frac{\Delta \cdot R_n + \rho_a \cdot c_a \cdot C_{at} \cdot VPD_{air}}{\rho_w \cdot \lambda_v \cdot (\Delta + \gamma)} \quad (2)$$

onde Δ é a taxa de variação da pressão de vapor saturada com a temperatura do ar (kPa/K), R_n é a radiação líquida (W/m^2), ρ_a é massa específica do ar seco (kg/m^3), c_a é o calor específico do ar ($MJ/kg/K$), VPD_{air} é o déficit de pressão de vapor do ar (kPa), ρ_w é a massa específica da água (kg/m^3), λ_v é o calor latente de vaporização (MJ/kg), γ é a constante psicrométrica (kPa/K), e C_{at} é a condutância atmosférica (mm/s) em condições atmosféricas estáveis, dada por:

$$C_{at} = \frac{u_m}{\frac{1}{k^2} \cdot \left[\ln \left(\frac{z_m - z_d}{z_0} \right) \right]^2} \quad (3)$$

onde u_m é a velocidade do vento (m/s) em z_M , altura dos instrumentos, k é a constante de von Karman igual a 0.4, z_d é o deslocamento do plano de referência e z_0 é a rugosidade da superfície, ambos em m .

Por outro lado, cinco formulações do termo D da equação 1 foram propostas na literatura para o cálculo da precipitação interna, aqui designadas por D_{SST} , D_{RUT} , D_{HAL} , D_{MAS} e D_{RID} , apresentadas a seguir.

D_{SST} : “single store” ou tanque único (Noilhan and Planton, 1989):

$$D_{SST} = P_C H(C - S_C) \quad (4)$$

onde P_C é a intensidade da chuva, H é uma função que retorna zero para um argumento negativo e 1 para um positivo, S_C é a capacidade máxima de retenção de água pelo dossel florestal e C é a quantidade de água retida no tempo atual: t .

D_{RUT} : equação de Rutter et al. (1971) modificada por Calder (1977):

$$D_{RUT} = D_S(e^{b(C-S_C)}) \quad (5)$$

onde D_S é a taxa de precipitação interna logo após o término da chuva (mm/min) e b é um coeficiente empírico.

D_{HAL} : equação proposta por Halldin et al. (1979):

$$D_{HAL} = a(e^{bC} - 1) \quad (6)$$

onde a e b são coeficientes empíricos.

D_{MAS} : equação proposta por Massman (1983):

$$D_{MAS} = (D_0 + d_0 P_C) C / S_C \quad (7)$$

onde P_C é a intensidade da chuva, D_0 é a taxa de precipitação interna quando a chuva cessa, e d_0 é um parâmetro ajustável empiricamente.

D_{RID} : equação de [Ridder \(2001\)](#):

$$D_{RID} = aP_C(e^{C/(2c)} - 1) \quad (8)$$

onde a é fração da precipitação interna que passa pelo dossel sem interceptação e c seria a capacidade de armazenamento máxima por unidade de área foliar ou S_C/IAF .

Na Fig. 1 a estrutura do modelo de Rutter é mostrada esquematicamente com estas equações de simulação da precipitação interna, ou seja, da passagem da água da chuva pelo dossel até o solo. Note que em todas as 5 formulações do modelo de Rutter encontradas na literatura, uma fração (p_T) da precipitação incidente chega ao piso florestal sem interceptação, uma outra fração que passa pelo dossel (D_C) poderá escoar para os troncos podendo saturá-los gerando escoamento pelos troncos (SF). Como mostrado na Fig. 1, a acumulação e esvaziamento - saturação e secamento - ou a variação da quantidade de água retida nos troncos (C_T) é modelada de forma similar ao das copas. Neste trabalho, as formulações do modelo de Rutter com as diferentes equações da taxa de precipitação interna (D) serão designadas como SST, RUT, HAL, MAS e RID.

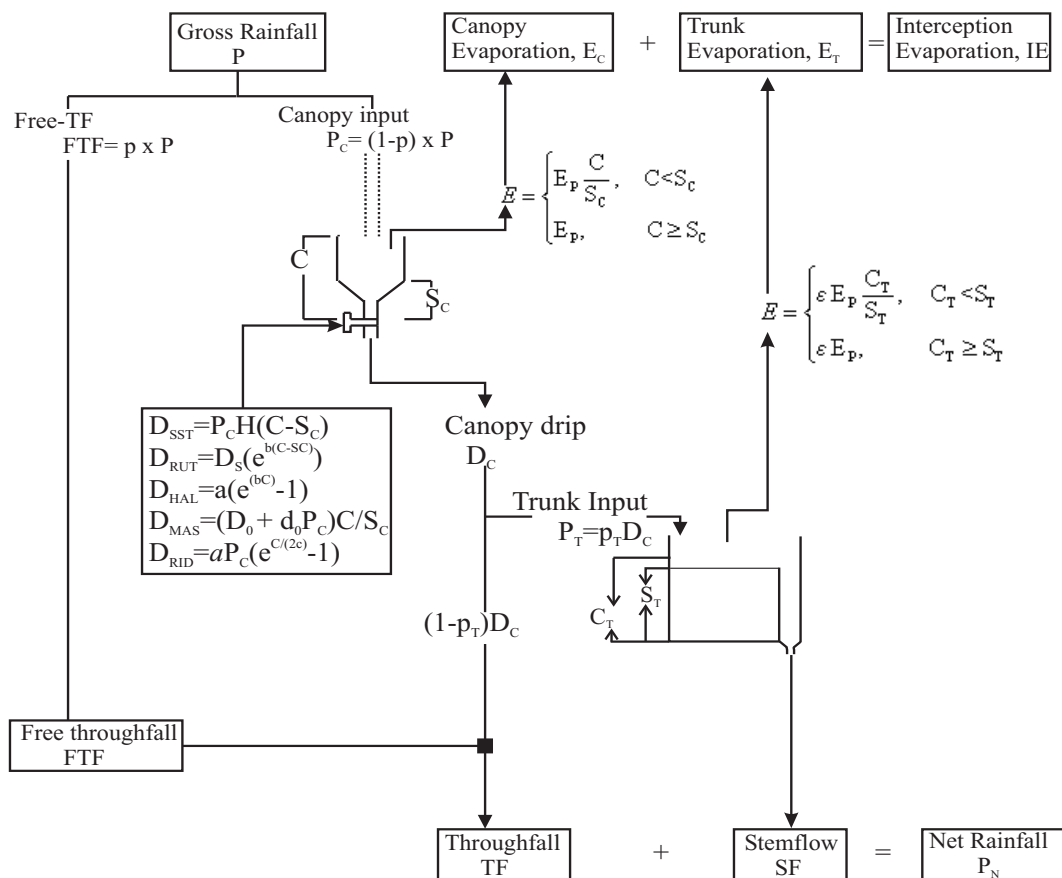


Figura 1: Representação esquemática do modelo de Rutter com as diferentes equações de precipitação interna (Modificada de [Valente et al. \(1997\)](#))

Um outro modelo, também baseado na equação 2 e na lâmina de precipitação total incidente

em um dado intervalo de tempo, é o modelo estocástico de [Calder \(1986\)](#). Este modelo foi derivado por um procedimento em que se estima o número médio de gotas de chuva (m) que atingem uma área foliar elemental (L , mm^{-2}) no tempo, dado um parâmetro que é o máximo número de gotas (q) que podem ser retidas em L . A variação temporal do número médio de gotas Δm que atingem L para um dado incremental de chuva (ΔP) e de evaporação (ΔI) é obtida por meio da distribuição de probabilidade de Poisson, matematicamente:

$$\Delta m = \frac{1}{vL}\Delta P - \frac{1}{vL} \left\{ \left[qe^{-m} + \frac{(1-q)}{1!}(1-m)e^{-m} + \dots + \frac{(2-q)}{2!}(2m-m^2)e^{-m} + \frac{(r-q)}{r!}(rm^{r-1}-m^r)e^{-m} \right]^{-1} \right\} \Delta I \quad (9)$$

onde v é o volume médio das gotas de chuva e r é o número inteiro que é menor do que q . Com este procedimento para determinar m em cada intervalo de tempo, o número de gotas retidas no dossel é então dada por:

$$n = q(1 - e^{-m}) + e^{-m} \sum_{i=1}^r (i - q) \frac{m^i}{i!} \quad (10)$$

e a quantidade de água retida no dossel (C) em cada intervalo de tempo é então obtida por:

$$C = nvL \quad (11)$$

da mesma forma o parâmetro de capacidade máxima de retenção pelo dossel (C_{MAX}) também é dado por:

$$C_{MAX} = qvL \quad (12)$$

Neste modelo, C_{MAX} significa a retenção máxima total, isto é, retenção do dossel mais dos troncos o que equivale a soma de S_C e C_T das formulações do modelo de Rutter (Fig. 1). Resolvendo a equação de balanço de massa, a precipitação interna pode ser então calculada de maneira similar ao modelo de Rutter. Tanto neste modelo, aqui referido como STOCH, como nas formulações do modelo de Rutter a taxa de evaporação quando o dossel/troncos não estão saturados é calculada pela multiplicação da evaporação potencial, obtida com a equação 2, pela proporção entre a retenção de água no dossel/troncos no tempo t por sua capacidade máxima de retenção, ou C/C_{MAX} ou $C/S_C|C_T/S_T$ (ver Fig. 1).

Conforme apontado por [Calder and Hall \(1997\)](#), o maior teste destes modelos bastante simples, face a complexidade deste processo, é seu desempenho em calcular as quantidades observadas nos

principais biomas, florestas e plantações em escalas espaciais e temporais variadas. Nesse rumo, no presente trabalho as 5 formas do modelo de Rutter acima e o modelo STOCH tiveram os parâmetros calibrados com valores observados em uma floresta tropical úmida e dados meteorológicos medidos a intervalo de 10 min com o objetivo de avaliar seu desempenho em explicar a variação observada.

2 – ÁREA DE ESTUDO E DADOS OBSERVACIONAIS

As medições de interceptação foram realizadas numa floresta tropical úmida de terras baixas localizada no estado de Sarawak, Malásia, na Ilha de Borneo ao longo de 3 anos e encontram-se detalhadas em publicações do autor (Manfroi et al., 2004, 2006). Utilizou-se o método convencional com medições da precipitação (P) incidente com quatro coletores, da precipitação interna (TF) com 20 coletores e do escoamento pelos troncos (SF) de todas as árvores em uma área de 100 m^2 de floresta, chamada de área fixa (FP). Um sistema móvel com outros 20 coletores também foi empregado para estimativa da precipitação interna numa área de 4 ha de floresta no entorno desta área fixa. A quantidade de interceptação (IE) em FP foi calculada como: $IE = \bar{P} - \bar{TF} - SF$, sendo que métodos empíricos foram utilizados para estimar \bar{TF} e \bar{SF} esperado para área de 4 ha. Das observações diárias feitas pela manhã durante os 3 anos resultou uma série irregular com 368 medições completas de P , TF e SF contendo de 1 a vários eventos de chuva, desta série foi possível extrair dados completos para 148 eventos de chuva isolados separados por pelo menos 6 horas sem qualquer precipitação. Simultaneamente a estas observações, medições de todas as variáveis meteorológicas necessárias à aplicação da equação de Penman-Monteith foram medidas no mesmo local acima do dossel a intervalo de 10 min em pesquisas micrometeorológicas conjuntas com foco em fluxos de vapor, de CO_2 e de monitoramento do Monção do sudeste Asiático.

3 – PARAMETRIZAÇÃO DOS MODELOS

No processo de calibração de modelos, principalmente com algoritmos de calibração automática, é importante estabelecer valores iniciais e bandas de busca robustas dos parâmetros. Quanto a z_0 e z_d um estudo paralelo realizado por Morooka et al. (2003) baseado em observações de perfis verticais do fluxo do vento em condições atmosféricas neutras de acordo com a teoria de Monin-Obukhov obteve os valores de 38 m e 1.8 m, respectivamente. A fração da chuva que não é interceptada pelo dossel (p) foi estimada em estudos com fotografias “fish-eye” e por medição de radiação global no topo da floresta e no piso resultando em uma média de 7% em FP e de 8% na área de 4 ha, com variação entre 3 e 15%.

As capacidades de retenção máxima (S_C , S_T e C_{MAX}) iniciais e os limites de busca foram avali-

ados a partir de valores reportados em outros estudos e com métodos empíricos descritos na literatura (Klaassen et al., 1998), em geral baseados na equação de regressão linear: $IE = b + aP$, que relaciona a lâmina interceptada (IE) com a precipitação (P) em eventos de chuva isolados. Nesta equação o coeficiente b é assumido como uma estimativa da capacidade de retenção total ($S_C + S_T$ ou C_{MAX}) e a uma estimativa da taxa média de evaporação (\bar{E}) dividida pela intensidade média da chuva (\bar{R}), isto é: $a = \bar{E}/\bar{R}$, durante os eventos empregados na regressão. A Tab. 1 mostra os valores de S_C , S_T e C_{MAX} obtidos a partir desta análise aplicada a 94 eventos isolados tanto na área fixa (FP) quanto na área de 4 ha.

Tabela 1: Determinação das capacidades de retenção máxima com método empírico, regressão linear, a partir de dados observados em 94 eventos de chuva com $P > 4$ mm.

		P	IAF, m^2/m^2	Área Basal (BA), m^2/ha	Eq. Lineares ($P > 4$ mm, $n=94$)	S_T	S_C	C_{MAX}
Área Fixa (FP)	TF	0.05	6	145	$-0.78 + 0.89 \times P$ ($R^2 = 0.98$)	0.21	0.67	0.88
	SF				$-0.21 + 0.042 \times P$ ($R^2 = 0.96$)			
	IE				$+0.99 + 0.068 \times P$ ($R^2 = 0.33$)			
Área de 4 ha	TF	0.05	6	42	$-0.67 + 0.94 \times P$ ($R^2 = 1$)	0.06	0.67	0.73
	SF				$-0.06 + 0.042 \times P^a$			
	IE				$+0.73 + 0.018 \times P$ ($R^2 = 0.86$)			

$$^a Y - intercept = -0.21 \times \overline{BA_{4ha}} / BA_{FP} = -0.21 \times 42 / 145 = -0.06$$

Os demais parâmetros empíricos requeridos pelos modelos RUT, HAL e MAS, a correção de evaporação dos troncos (ϵ) e os parâmetros L e ν do modelo STOCH foram obtidos por calibração automática com função objetivo minimizadora da soma dos erros quadrados entre lâminas calculadas e observadas de IE durante os 2 primeiros anos dos estudos, reservando o último ano para validações. Empregando o algoritmo não linear de Levenberg-Marquardt, valores iniciais e limites de busca obtidos da literatura, a seguinte parametrização resultou para os modelos:

$$D_{RUT} = 0.0045 \cdot e^{(3.52(C-S))} \text{ for } C > S$$

$$D_{HAL} = 0.0025 \cdot (e^{(0.68 \cdot C)} - 1)$$

$$D_{MAS} = (0.0025 + 0.05 \cdot P) \cdot C/S$$

$$D_{RID} = 0.05 \cdot P \cdot (e^{\frac{C}{2 \cdot (0.11)}} - 1)$$

$$E_T : \quad \epsilon = 0.05 \cdot E_{PM}$$

$$STOCH : \quad L = 0.08 \text{ mm}^{-2} \text{ and } \nu = 16.2 \text{ mm}^3$$

Realizando rodada com os modelos parametrizados com estes valores iniciais a intervalo tem-

poral de 20 s, uma taxa de precipitação incidente constante e igual a 20 mm/h e assumindo uma taxa de evaporação igual a zero, na Fig. 2 é ilustrado os cursos temporais de C , armazenamento em dado tempo t , padronizado pela capacidade máxima de retenção S de cada modelo e as taxas associadas de precipitação interna (Shed-P) normalizada por P ou chuva incidente total. Note que nesta figura, o tempo (eixo x) foi normalizado pelo tempo que leva para o preenchimento da capacidade de retenção máxima (S_C) do modelo SST (t_{SST}) que é igual a $S_C/[(1-p) \cdot P]$ com $P = 20 \text{ mm/h}$. Como mostrado nesta figura, as formulações do modelo de Rutter HAL e MAS predizem grande acumulação ou enchimento da capacidade de retenção do dossel nos momentos iniciais da chuva. O modelo RUT é similar ao modelo SST mas prevê algum aumento de C acima da capacidade de retenção máxima, o que implica que quando a chuva cessa $C > S_C$. Os modelos RID e STOCH, por outro lado, preveem um enchimento gradual da capacidade de retenção sendo que o modelo STOCH prevê também taxas de precipitação interna bem maiores que os demais antes da saturação das copas ($\text{shed-P} \gg p * P$), isto é, logo após o início da chuva.

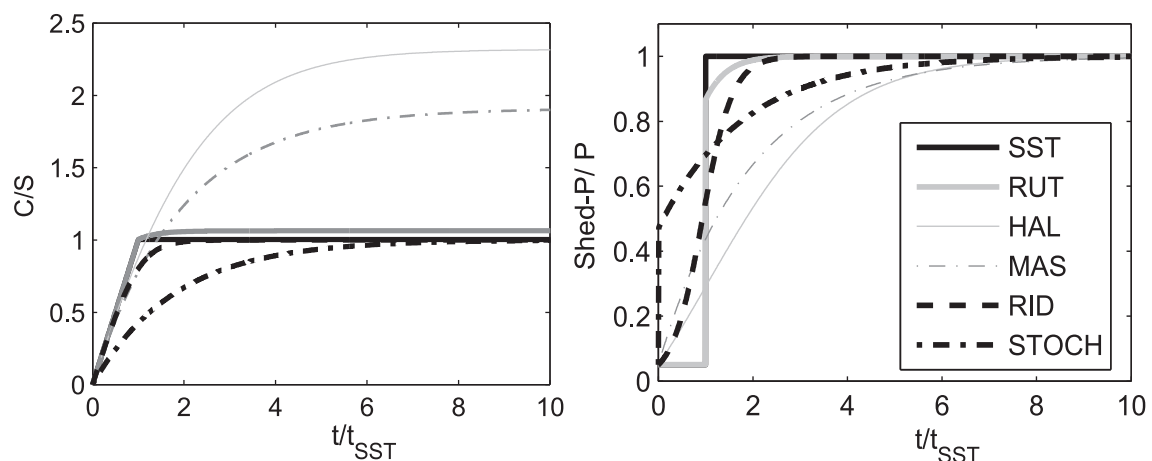


Figura 2: Exemplo de operação dos modelos parametrizados neste trabalho. Para a esquerda é a variação temporal de C normalizado pela capacidade máxima de retenção do dossel ($S_C = S$) e para direita a variação da taxa de precipitação interna também normalizada pela precipitação incidente ($P=20 \text{ mm/h}$). O eixo do tempo (abscissa) em ambos gráficos foi normalizado pelo tempo que leva para o preenchimento da capacidade de retenção máxima do modelo SST ou t/t_{SST} . (Nota: Elaborada com base no trabalho de [Ridder \(2001\)](#))

4 – INDICADOR DE DESEMPENHO

Além de comparações das quantidades totais anuais simuladas com as observadas nos 3 anos, avaliações gráficas e de correlação, também foi utilizado o coeficiente de eficiência (ϵ) proposto por

Nash and Sutcliffe (1970), dado por:

$$\varepsilon = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (IE_{Oi} - IE_{Pi})^2}{\sum_{i=1}^n (IE_{Oi} - \overline{IE_O})^2} \quad (13)$$

onde IE_{Oi} são lâminas medidas (n=96 a 368) na área fixa (FP) ou na área de 4 ha, IE_{Pi} é a lâmina calculada pelo modelo para o mesmo período observacional de IE_{Oi} e $\overline{IE_O}$ é a média de todas as medidas ou do conjunto de dados observados.

5 – RESULTADOS

5.1 – Estimativa das lâminas anuais de IE

Na Tab. 2 é mostrado os valores do coeficiente de eficiência de Nash and Sutcliffe (1970) e na Tab. 3 as lâminas totais interceptadas observadas na área fixa (FP) e na área de 4 ha são comparadas com as calculadas com os modelos nos dois primeiros anos de observação (Yr1&Yr2), utilizados na calibração dos modelos, e no terceiro ano (Yr3) empregados somente para validação.

Tabela 2: Coeficiente de eficiência das quantidades simuladas com os modelos em relação às medidas. (Nota: Yr1&Yr2 correspondem aos períodos de medição nos dois primeiros anos do estudo (n=270) e Yr3 as medidas no terceiro ano (n=98)).

	Obs.	SST	RUT	MAS	HAL	RID	STOCH
Yr1& $\varepsilon(FP)$	1	0.31	0.3	0.26	0.24	0.26	0.33
Yr2 $\varepsilon(4ha)$	1	0.63	0.51	-1.41	-0.83	0.73	0.65
Yr3 $\varepsilon(FP)$	1	0.71	0.71	0.79	0.8	0.64	0.8
Yr3 $\varepsilon(4ha)$	1	0.92	0.91	0.35	0.48	0.92	0.88

Tabela 3: Comparação das lâminas acumuladas calculadas com os modelos e observadas na área fixa (FP) e na área de 4 ha (linha superior) e das frações correspondentes da precipitação total no período em % (linha inferior).

	Observada	SST	RUT	MAS	HAL	RID	STOCH
Yr1& Yr2	Σ FP, mm	578.6	531.4	543.6	678.1	687.9	602.3
		12.2%	11.2%	11.5%	14.3%	14.5%	12.7%
Yr2	Σ 4-ha, mm	409.2	485.5	496.3	637.1	641.7	420.6
		8.6%	10.3%	10.5%	13.5%	13.6%	8.9%
Yr3	Σ FP, mm	306.8	260.4	262.7	340.2	340.1	229.2
		11.5%	9.8%	9.8%	12.8%	12.7%	8.6%
Yr3	Σ 4-ha, mm	221.4	241.7	243.6	315	317.9	210.2
		8.3%	9.1%	9.1%	11.8%	11.9%	7.9%

Conforme depreende-se destas tabelas, os modelos MAS e HAL apresentaram os piores desempenhos; além disso, o modelo RUT, RID e STOCH apresentaram desempenho similar, se não pior, do que o modelo SST que é o mais simples de todos. Considerando a área fixa, porém, as quantidades acumuladas de IE foram ligeiramente melhor calculadas com o modelo STOCH, particularmente no terceiro ano (Yr3). Ademais, os modelos sugeriram uma variação inter-anual de IE de apenas 1%, contudo os totais medidos na área fixa apresentaram uma variação maior entre 1–5%.

5.2 – Estimativa das lâminas de IE em eventos isolados

Na Fig. 3 as lâminas calculadas de IE com os três modelos mais eficientes (SST, RID e STOCH) em 96 eventos isolados foram plotados contra as lâminas medidas na área fixa nestes mesmos eventos de chuva. Observa-se que a explicação da variação observada nestes eventos pelos modelos é insatisfatória, somente em um grupo de 50 eventos as lâminas estimadas com estes modelos podem ser considerados aceitáveis. Por outro lado, a conhecida diminuição de IE com o aumento de P , $IE\%P$, foi bem reproduzida por estes modelos (Fig. 4), especialmente se considerado o erro na estimativa de $\bar{T}F$ nesta área com 20 coletores e mesmo em \bar{P} .

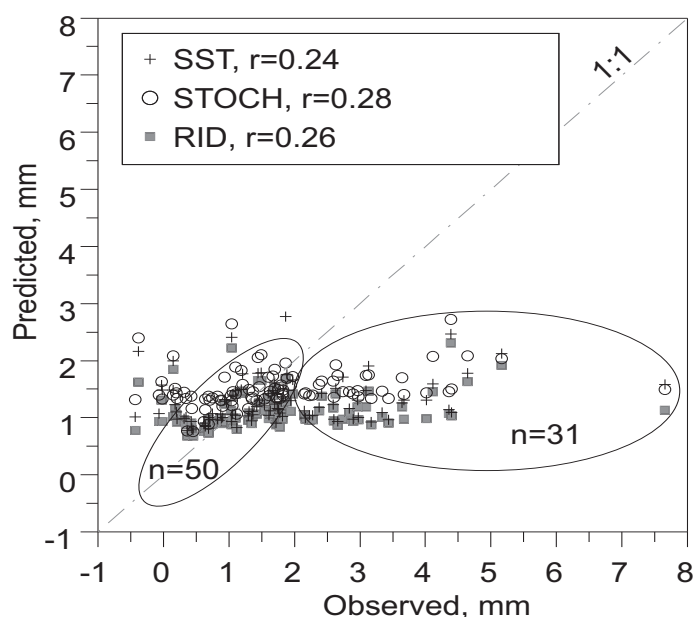


Figura 3: Comparação entre as lâminas de IE calculadas com os modelos SST, RID e STOCH com as observadas em 96 eventos isolados de chuva na área fixa (FP).

5.3 – Análise dos resíduos

Tomando como base os resíduos do modelo SST, em relação aos valores observados na área fixa, uma análise gráfica foi realizada para identificar possíveis causas/fatores do pobre desempenho deste

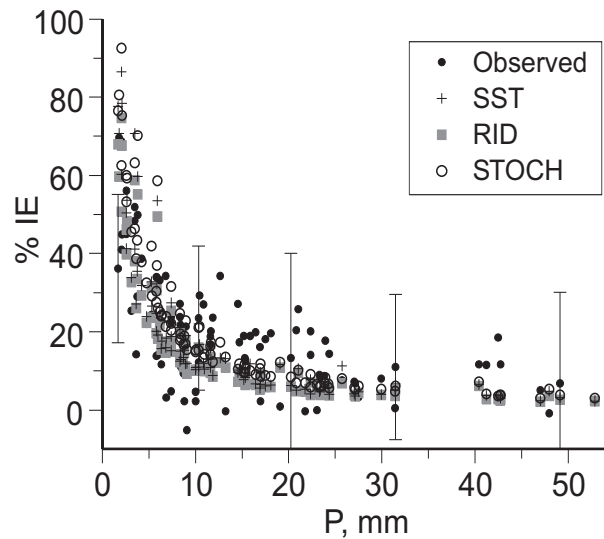


Figura 4: Lâminas calculadas com os modelos e observada como % da precipitação incidente (P), $IE\%P$, plotada contra P em mm em 96 eventos de chuva. (Nota: As barras de erro representam o desvio padrão da precipitação interna média (TF, $n=20$) observada nesta área.)

modelo na escala de eventos de chuva. Foram consideradas 19 variáveis relacionadas à precipitação e às condições meteorológicas médias durante eventos de chuva, sendo algumas ilustradas na Fig. 5.

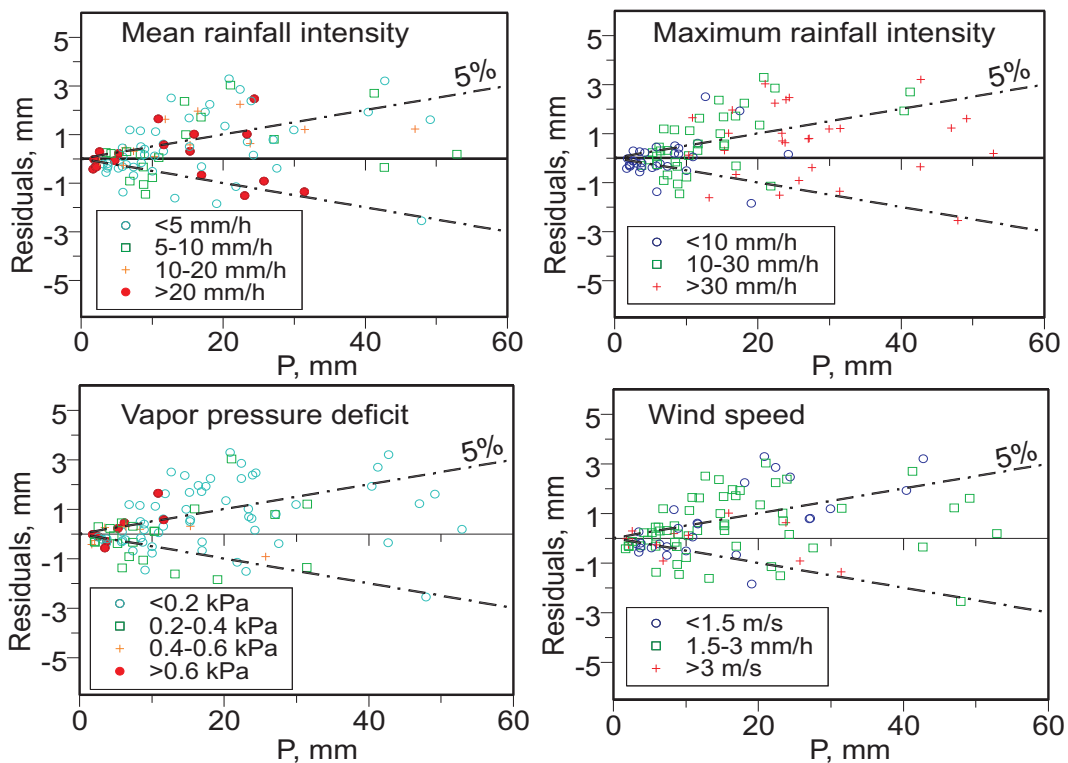


Figura 5: Exemplo de análise gráfica dos resíduos do modelo SST. Os estilos e cores dos símbolos mudam com os valores médios de parâmetros da precipitação e das condições meteorológicas durante o evento.

Como resultado desta análise, não foram encontrados padrões claros dos resíduos com as variáveis consideradas, isto é, não foi observado que o modelo subestima ou sobreestima as lâminas de IE quando predomina num evento determinada característica da chuva ou do clima tal como vento

forte, baixa intensidade da chuva ou alto déficit de pressão de vapor do ar.

As dificuldades em medir a precipitação incidente em determinado local, principalmente nos trópicos, são bastante conhecidas, assim, entendeu-se pertinente avaliar os resíduos do modelo SST ante a variação nas lâminas coletadas pelos 4 pluviômetros operados na área do experimento. Destes pluviômetros, designados por CPF B, 2 estavam localizados no topo das árvores em uma torre (TTW) e 2 a nível do solo em uma clareira (CB). Na Fig. 6 a diferença entre as lâminas médias coletadas pelos coletores a nível do solo ($\overline{P - CB}$) e acima das copas ($\overline{P - TTW}$) são plotadas juntamente com os resíduos nos 96 eventos de chuva simulados com SST.

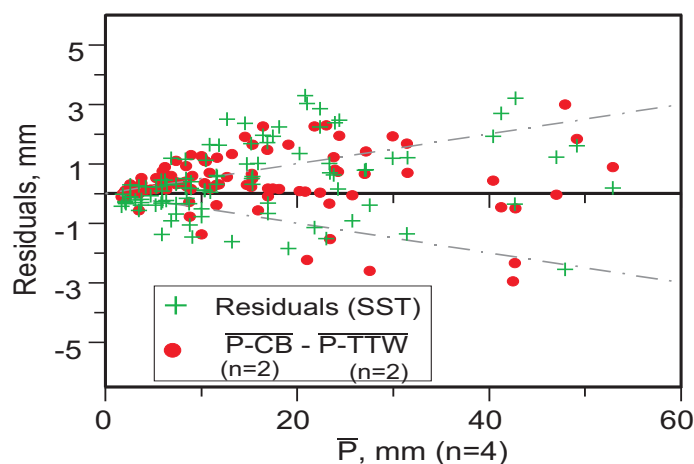


Figura 6: Gráfico de dispersão dos resíduos das lâminas calculadas com o modelo SST e das diferenças entre as precipitações médias observadas a nível do solo com dois pluviômetros $\overline{P - CB}$ e acima das copas também com dois pluviômetros $\overline{P - TTW}$ em 96 eventos de chuva.

Considerando que o modelo foi alimentado com dados de P coletados por um pluviógrafo basculante acima das copas a intervalo de 1 min, não é difícil imaginar que a validação de modelos na escala de eventos isolados é bastante difícil, senão impossível, com o método observacional utilizado neste estudo devido a pequena lâmina que é interceptada, na maioria dos eventos menor até que as incertezas somente em P .

5.4 – Análise de sensibilidade aos principais parâmetros

A Fig. 7 mostra as variações nas frações da chuva total calculada com o modelo SST no terceiro ano do experimento (Yr3), em que os dados meteorológicos eram de elevada qualidade, variando os valores dos principais parâmetros (z_0, z_d, p e S_C) isoladamente. Conforme mostrado nesta figura, considerável sensibilidade do modelo ocorre para a capacidade máxima de retenção do dossel (S_C) sendo pouco sensível aos demais parâmetros.

Assim, como para o cálculo da interceptação média anual de longo termo é mais relevante no presente sítio estimar um valor representativo para o parâmetro S_C , novas otimizações automáticas

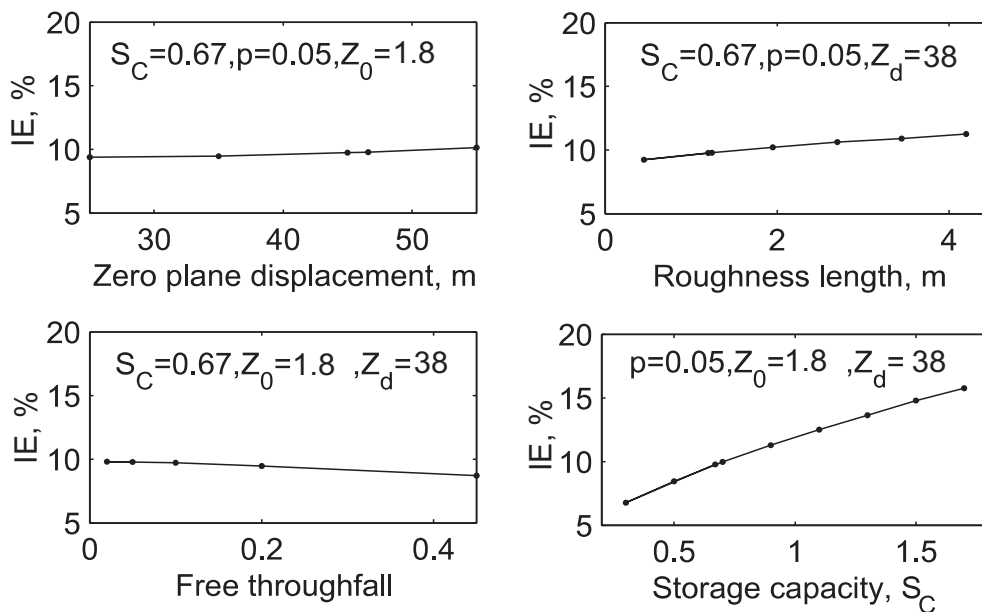


Figura 7: Variação nas frações simuladas de interceptação (IE%P) no terceiro ano com a variação dos principais parâmetros isoladamente.

simultâneas de todos os parâmetros tando do modelo SST quanto dos modelos RID e STOCH com os dados observacionais coletados no terceiro ano do estudo foram realizadas. Como resultado, foi concluído que uma lâmina de 0.75 mm é representativa espacialmente e temporalmente da capacidade máxima de retenção das copas e troncos das árvores na floresta estudada. O emprego desta lâmina nos modelos resulta em quantidades anuais totais simuladas muito próximas das observadas.

6 – CONCLUSÃO

Assim como no presente exercício de modelagem, em outros estudos em florestas tropicais também as lâminas totais anuais observadas foram adequadamente calculadas com modelos baseados na equação de Penman-Monteith com resistência estômatal infinita (Shuttleworth, 1988; Ubarana, 1996; Lloyd et al., 1988; Hutjes et al., 1990). Por outro lado, similarmente aos resultados obtidos neste estudo, na escala de eventos de chuva isolados, desempenho satisfatório destes modelos não foram ainda reportados mas sim padrões de sub ou superestimativa (Tani et al., 2003; Jetten, 1996; Alavi et al., 2001).

Algumas especulações tem sido apontadas para explicar o pobre desempenho dos modelos do tipo Rutter na escala de eventos de chuva, tal como elevadas taxas de evaporação quando a intensidade da chuva é elevada, tornando a equação de Penman-Monteith não aplicável nestes eventos (Kelliher et al., 1992; Hashino et al., 2002), necessidade de incorporar parâmetros e variáveis tais como o tamanho das gotas de chuva, ou simular melhor os processos aerodinâmicos e as dinâmicas da capacidade máxima de retenção nos modelos (Calder, 1996; Vrugt et al., 2003; Murakami, 2005).

Os resultados e os entendimentos derivados do presente exercício de modelagem não substanciam nenhuma destas explicações, mas sim parecem confirmar a recomendação de que as saídas de modelos e valores observados, desde que espacialmente representativos, com o método convencional ($IE=P-TF-SF$) somente sejam comparados em escalas temporais anuais ou mais longas, pois como apontado entre outros por Shuttleworth (1989), os erros em $\bar{T}F$, \bar{P} e nas medições meteorológicas são cancelados.

Seguindo tal recomendação, como o modelo mais simples testado neste estudo (SST), frequentemente usado em meteorologia, apresentou desempenho similar ou melhor do que os demais modelos menos parsimoniosos, seus parâmetros foram otimizados automaticamente com os dados medidos no terceiro ano quando as observações de chuva e precipitação interna foram intensificadas na área de 4 ha, assim como os dados meteorológicos tiveram poucas falhas, isto é, os dados observacionais neste ano são os de melhor qualidade. Os parâmetros ótimos e a partição da chuva resultante para a área de 4 ha são mostrados na Fig. 8. Conforme depreende-se desta figura, uma fração de 8.2 % da precipitação incidente é interceptada pela floresta sendo que somente 20.5% evapora durante a chuva.

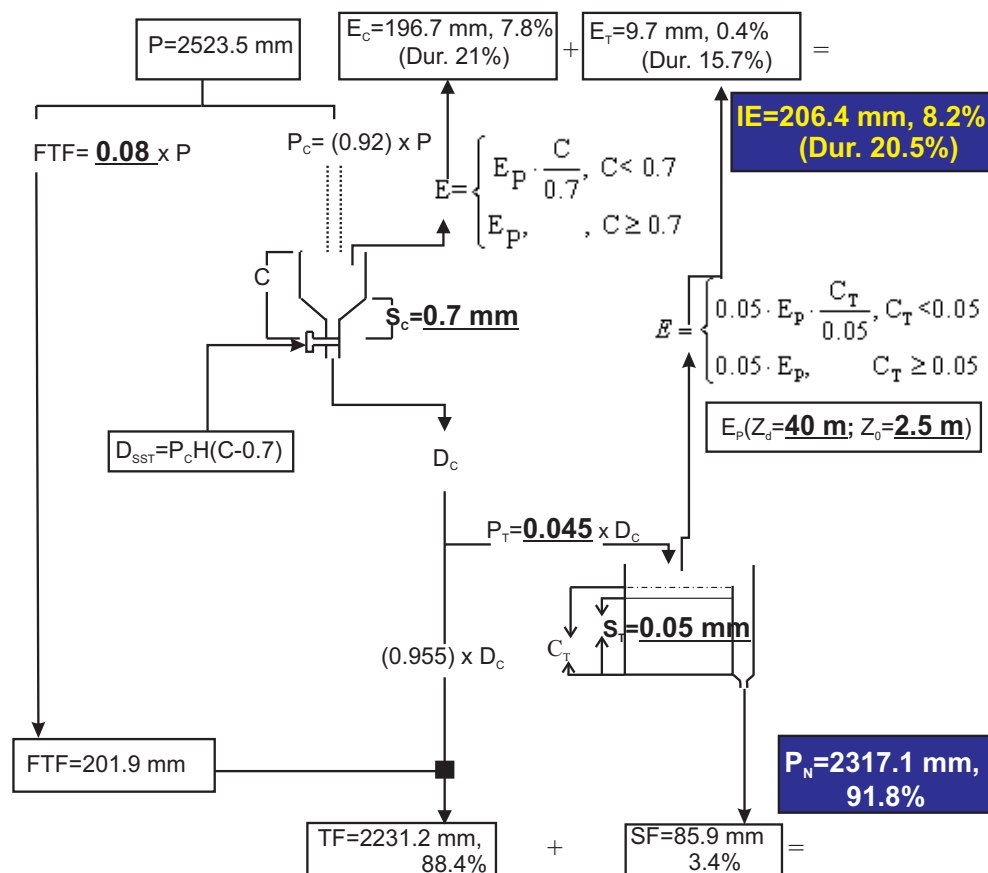


Figura 8: Parametrização do modelo SST para o cálculo da interceptação anual na presente área de estudo e a partição da chuva resultante para o último ano de observação (Nota: ver a Fig. 1 para o significado dos componentes e parâmetros do modelo).

BIBLIOGRAFIA

- ALAVI; G.; P. E. JANSSON; J. E. HALLGREN; J. BERGHOLM (2001). “*Interception of a dense spruce forest, performance of a simplified canopy water balance model*”. *Nordic Hydrology* 32(4-5), 265–284.
- CALDER, I. R. (1977). “*A model of transpiration and interception loss from a spruce forest in Plynlimon, central Wales*”. *Journal of Hydrology* 33(3-4), 247–265.
- CALDER, I. R. (1986). “*A stochastic-model of rainfall interception*”. *Journal of Hydrology* 89, 65 – 71.
- CALDER, I. R. (1996). “*Dependence of rainfall interception on drop size.1. development of the two-layer stochastic model*”. *Journal of Hydrology* 185(1-4), 363–378.
- CALDER, I. R.; R. L. HALL (1997). “*Interception of tropical rain forest: Performance of a canopy water balance model - comment*”. *Hydrological Processes* 11, 225 – 226.
- HALLDIN, S.; H. GRIP; K. PERTTU (1979). “*Model for energy exchange of a pine forest canopy*”. In S. Halldin (Ed.), *Comparison of Forest Water and Energy Exchange Models*, Copenhagen, pp. 59–75. International Society for Ecological Modelling.
- HASHINO; M.; H. X. YAO; H. YOSHIDA (2002). “*Studies and evaluations on interception processes during rainfall based on a tank model*”. *Journal Of Hydrology* 255(1-4), 1–11.
- HUTJES; R. W. A.; A. WIERDA; A. W. L. VEEN (1990). “*Rainfall interception in the Tai forest, Ivory Coast: Application of two simulation models to a humid tropical system*”. *Journal Hydrology* 114, 259–276.
- JETTEN, V. G. (1996). “*Interception of tropical rain forest: Performance of a canopy water balance model*”. *Hydrological Processes* 10, 671 – 685.
- KELLIHER; F. M.; D. WHITEHEAD; D. S. POLLOCK (1992). “*Rainfall interception by trees and slash in a young Pinus Radiata stand*”. *Journal of Hydrology* 131(1-4), 187.
- KLAASSEN; W.; F. BOSVELD; E. D. WATER (1998). “*Water storage and evaporation as constituents of rainfall interception.*” *Journal Hydrology* 213, 36 – 50.
- LLOYD; C. R.; J. H. C. GASH; W. J. SHUTTLEWORTH (1988). “*The measurement and modeling of rainfall interception by Amazonian rainforest*”. *Agricultural Forest Meteorology* 43, 277–294.
- MANFROI; O. J.; K. KURAJI; M. SUZUKI; N. TANAKA; T. KUME; M. NAKAGAWA; T. KUMAGAI; T. NAKASHIZUKA (2006). “*Comparison of conventionally observed interception evaporation in a 100-m² subplot with that estimated in a 4-ha area of the same Bornean lowland tropical forest*”. *Journal of Hydrology* 329(1-2), 329 – 349.
- MANFROI; O. J.; K. KURAJI; N. TANAKA; M. SUZUKI; M. NAKAGAWA; T. NAKASHIZUKA; L. CHONG (2004). “*The stemflow of trees in a Bornean lowland tropical forest*”. *Hydrological Processes* 18, 2455–2474.
- MASSMAN, L. J. (1983). “*The derivation and validation of a new model for the interception of rainfall by forests*”. *Agricultural Meteorology* 28, 261–286.
- MOROOKA; T.; K. KURAJI; M. SUZUKI (2003). “*Wind speed profile characteristics above the canopy in Lambir Hills National Park, Sarawak, Malaysia*”. In *Japanese Forestry Society Congress*, Volume 114, pp. 194. The Japanese Forestry Society. In Japanese.

- MURAKAMI, S. (2006). “A proposal for a new forest canopy interception mechanism: Splash droplet evaporation”. *Journal of Hydrology* 319(1-4), 72–82.
- NASH, J.; J. SUTCLIFFE (1970). “River flow forecasting through conceptual models, part 1-a discussion of principles”. *Journal of Hydrology* 10, 282–290.
- NOILHAN, J.; S. PLANTON (1989). “A simple parameterization of land surface processes of rainfall interception in forests”. *Mon. Weath. Rev.* 117, 536–549.
- RIDDER, K. D. (2001). “Rainwater storage on plant canopies”. *Journal of Geophysical Research* 106, 14819–14825.
- RUTTER; A. J.; K. A. KERSHAW; P. C. ROBINS; A. J. MORTON (1971). “A predictive model of rainfall interception in forests i: Derivation of the model from observations in a plantation of Corsican pine”. *Agricultural Meteorology* 9, 367–384.
- SHUTTLEWORTH, J. W. (1989). “Micrometeorology of temperate and tropical forest”. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B-Biol. Sci.* 324, 299– 334.
- SHUTTLEWORTH, W. J. (1988). “Evaporation from amazonian rainforest”. *Proceedings Of The Royal Society Of London B Biological Sciences* 233, 321–346.
- TANI; M.; A. R. NIK; Y. YASUDA; S. NOGUCHI; S. SHAMSUDDIN; M. SAHAT; S. TAKANASHI (2003). “Long-term estimation of evapotranspiration from a tropical rainforest in Peninsular Malaysia”. In S. W. Franks, G. Blöschl, M. Kumagai, K. Musiak, and D. Rosbjerg (Eds.), *Water Resources Systems Water Availability and Global Change*, Volume 280, Sapporo, Japan, pp. 267–274. IAHS.
- UBARANA, V. N. (1996). “Observations and modelling of rainfall interception at two experimental sites in Amazonia”. In J. H. C. Gash, C. A. Nobre, C. A. Roberts, and R. L. Victoria (Eds.), *Amazonian deforestation and Climate*, pp. 151–162. New York: John Wiley & Sons.
- VALENTE; F.; J. S. DAVID; J. H. C. GASH (1997). “Modelling interception loss for two sparse Eucalypt and Pine forests in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical models”. *Journal of Hydrology* 190, 141 – 162.
- VRUGT; J. A.; S. DEKKER; I. W. BOUTEN (2003). “Identification of rainfall interception model parameters from measurements of throughfall and forest canopy storage”. *Water Resources Research* 39(9), art. no.–1251.