

BALANÇO HÍDRICO COM PARÂMETROS FÍSICOS,
UMA APLICAÇÃO PARA A RESERVA DUCKE (AM)

WATER BALANCE WITH PHYSICAL PARAMETERS,
AN APPLICATION TO DUCKE RESERVE (AM)

ANDRÉ GUILHERME D'ANGELO

JERSON KELMAN

CEPEL – Centro de Pesquisas de Energia Elétrica
Caixa Postal 2754 – Rio de Janeiro – RJ

PAULO CANEDO DE MAGALHÃES

COPPE – Coordenação de Programas de Pós-Graduação em Engenharia
Caixa Postal 68506 – Rio de Janeiro – RJ

RESUMO — Este trabalho descreve um modelo hidrológico unidimensional desenvolvido para servir como uma ferramenta de cálculo do efeito do desmatamento no balanço hídrico de uma região. Este modelo foi aplicado aos dados hidrometeorológicos coletados na Reserva Ducke (AM).

ABSTRACT — This paper describes an unidimensional hydrological model developed to quantify the effect of deforestation on the water balance. This model was used with several hydrometeorological data collected at Ducke Reserve in the state of Amazon.

INTRODUÇÃO

A crescente preocupação com a preservação do meio ambiente tornou a Amazônia o foco principal de uma série de debates sobre os danos que os seres humanos vêm impondo a natureza, basicamente por causa do desmatamento acelerado que esta região vem sofrendo. Sob o ponto de vista dos Recursos Hídricos, quando a área desmatada é muito grande podem ocorrer mudanças no regime pluviométrico ou até mesmo na quantidade de energia latente, alterando significativamente o balanço hídrico. Embora o desmatamento já existente seja cerca de 415.000 Km² (10% da floresta amazônica original), algumas pesquisas realizadas com o propósito de detectar alterações causadas pelo desmatamento no regime hidrológico foram estatisticamente inconclusivas.

A modelagem matemática dos fluxos de água na floresta é uma ferramenta que pode ser útil para estudos prospectivos dos efeitos de desmatamento, desde que os parâmetros do modelo adotado tenham interpretação física para que possam ser alterados no sentido de simular uma situação de desmatamento. Sellers et al. (1986) desenvolveram um modelo biofísico a ser acoplado a um modelo de circulação geral da atmosfera (GCM - General Circulation Model) chamado SIB (Simplified Biosphere model). Posteriormente este modelo foi utilizado por Nobre et al. (1989) para prever as possíveis alterações no balanço hídrico causadas pela condição extrema de desmatamento total da Amazônia e chegaram à conclusão, aceitando-se as hipóteses e simplificações inerentes ao modelo, que se pode prever uma diminuição da precipitação média de cerca de 25%, da evapotranspiração da ordem de 30% e um aumento de temperatura de até 3°C. Além disto, o período menos úmido aumentará de duração.

Modelos como o SIB utilizam equações de fluxo aplicáveis na micro escala temporal (digamos, intervalo de discretização horário) e na micro escala espacial (digamos, alguns metros quadrados). Estas equações têm sido utilizadas por estes modelos, que em geral assumem homogeneidade espacial: as propriedades válidas para alguns metros quadrados são assumidas como constantes para alguns milhares de metros quadrados. O grande desafio é a integração espacial destes fluxos.

Este artigo descreve o modelo SIMBAH (SIMulação de Balanço Hídrico) desenvolvido por D'Angelo (1991). Trata-se de um modelo hidrológico de fluxo vertical que utiliza equações com parâmetros físicos. O modelo SIMBAH é a primeira etapa de um projeto que visa a avaliação das alterações no ciclo hidrológico causadas pelo desmatamento da Amazônia. Posteriormente será desenvolvido um modelo de integração espacial dos resultados do modelo SIMBAH, alternativamente ao acoplamento deste a um GCM.

DESCRIÇÃO DO MODELO SIMBAH

O modelo considera uma cascata de reservatórios composta por um reservatório de interceptação vegetal, um reservatório superficial e diversos reservatórios no solo. A figura 1 esquematiza os reservatórios do modelo e seus respectivos fluxos de água.

O reservatório de interceptação vegetal é alimentado por um percentual fixo da precipitação, e tem uma capacidade máxima de armazenamento. Este reservatório está sujeito a três tipos de retirada de água, a saber: evaporação potencial; transbordamento, que ocorre toda vez que a quantidade de água no reservatório excede o valor máximo de armazenamento (S_f) e drenagem de fundo (D_f) que representa fisicamente a perda de água armazenada nas folhas por ação do vento que as inclina ligeiramente, fazendo com que estas pinguem. Esta taxa é calculada para o nível atual (S_f) segundo a equação (1) proposta por Shuttleworth (1988) para a Reserva Ducke (AM).

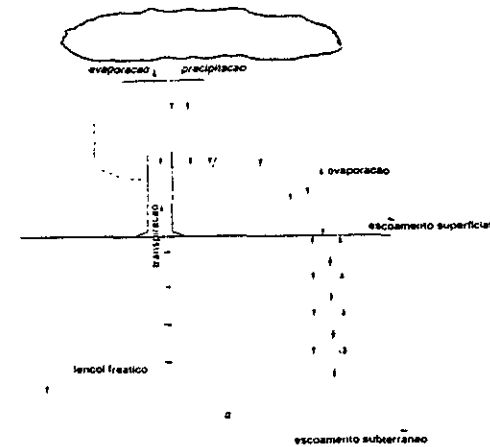


Figura 1: Desenho Esquemático do Modelo SIMBAH

$$D_f = 2,333 \times 10^{-8} \times \exp [5250 \times (S_f - \bar{S}_f)] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (1)$$

O reservatório superficial é alimentado pela precipitação direta, pela drenagem e transbordamento do reservatório de interceptação vegetal e sofre perdas por evaporação, drenagem de fundo e transbordamento. A evaporação a que está sujeito este reservatório é igual a evaporação potencial (EP) multiplicada por uma constante (β) que retrata o grau de dificuldade de evaporação do reservatório em função da cobertura vegetal. A drenagem de fundo é assumida como sendo igual a condutividade hidráulica saturada da 1ª camada de solo e o transbordamento ocorre toda vez que o nível do reservatório ultrapassa o valor máximo (S_s).

O número de reservatórios do solo é igual ao número de camadas consideradas. Eles possuem três fluxos distintos: o primeiro deles se dá na interface com o reservatório superior, cujo sentido depende das condições de umidade nos dois reservatórios, bem como de suas propriedades físicas; o segundo se dá de mesma forma com o reservatório inferior; e o terceiro se dá pela extração de água pelas raízes.

Modelagem da evapotranspiração

Para se determinar a taxa de evaporação (E) utiliza-se a equação de Penman-Monteith tal como exposta por Brutsaert (1982):

$$\lambda \times E = \frac{R_n \times \Delta + \rho \times c_p \times (e_a^* - e_a) \times (\lambda \times r_a)^{-1}}{\Delta + \gamma \times (1 + \frac{r_c}{r_a})} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (2)$$

onde:

- λ = calor latente de vaporização ($\text{J} \times \text{kg}^{-1}$)
- E = taxa de evaporação ($\text{m} \times \text{s}^{-1}$)
- R_n = radiação líquida sobre a superfície evaporante ($\text{W} \times \text{m}^{-2}$)
- Δ = aproximação para $\frac{d e^*}{d T}$ ($\text{Pa} \times \text{K}^{-1}$)

- e_a^* = tensão de vapor saturada (Pa)
 e_a = tensão de vapor (Pa)
 γ = constante psicrométrica do ar (Pa \times K⁻¹)
 r_a = resistência aerodinâmica (s \times m⁻¹)
 ρ = densidade do ar úmido (kg \times m⁻³)
 c_p = calor específico do ar = 1005 (J \times kg⁻¹ \times K⁻¹)
 r_c = resistência de superfície (s \times m⁻¹)

Os termos da equação de Penman-Monteith mais sujeitos a controvérsia e de mais difícil quantificação são a resistência aerodinâmica (r_a) e resistência de superfície (r_c) e serão discutidos a seguir.

Resistência aerodinâmica — Brutsaert (1982) cita a expressão abaixo para o cálculo da resistência aerodinâmica.

$$r_a = \frac{u_r}{u_*^2} \quad (\text{s} \times \text{m}^{-1}) \quad (3)$$

Oliver (1971), utilizando medições de velocidade do vento (u_r) sobre uma floresta de pinheiros, verificou que para uma condição de atmosfera neutra o perfil de velocidades acima da copa das árvores era logarítmico e abaixo, apresentava-se de forma irregular. Utilizando a constatação acima, ele formulou a expressão para cálculo da velocidade do vento a uma certa altura acima do dossel:

$$u_r = \frac{u_*}{k} \times \ln \left[\frac{Z_r - D}{Z_0} \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (4)$$

onde:

- u_r = velocidade do vento na cota Z_r (m \times s⁻¹)
 u_* = velocidade de atrito (m \times s⁻¹)
 k = constante de Von Karman = 0,41
 Z_r = cota de medição do vento acima do nível do solo (m)
 D = deslocamento vertical da superfície evaporante (m)
 Z_0 = rugosidade da superfície (m)

A velocidade de atrito (u_*) é definida como a velocidade de arrasto da camada limite atmosférica com a superfície. A rugosidade de superfície (Z_0) pode ser interpretada como sendo o valor de rugosidade média que o vento encontra ao passar sobre a superfície. O termo D foi introduzido na equação acima para se representar o fato dos elementos rugosos não serem todos de mesma altura e portanto não poderem ser representados apenas como uma rugosidade de superfície e sim como um deslocamento da superfície evaporante. Cabe ressaltar que para uma cota igual a $D + Z_0$ a equação acima fornece um valor para a velocidade do vento igual a zero, ou seja, é o deslocamento total do perfil logarítmico do vento.

Shuttleworth (1988), com os dados coletados em uma torre meteorológica montada na Reserva Ducke (AM), obteve a equação (4) para o cálculo da resistência aerodinâmica, substituindo-se o valor de u_* obtido pela equação (3) na equação (2) e determinou os valores de $Z_0 = 1,70$ m e $D = 26,30$ m para a região.

$$r_a = \frac{\ln^2 \left[\frac{Z_r - D}{Z_0} \right]}{k^2 \times u_r} \quad (\text{s} \times \text{m}^{-1}) \quad (5)$$

Resistência de superfície — Monteith em 1963 ao introduzir o conceito da resistência de superfície levava em conta a resistência total imposta pelo vegetal à transpiração. Penman e Schofield em 1951 já haviam notado que a aplicação da equação de Penman sobre uma superfície não líquida acarretava erros sensíveis. Vários pesquisadores estudaram o mecanismo de transpiração vegetal em solos com disponibilidade hídrica e observaram que tal resistência se dava basicamente na superfície das folhas, especificamente através dos seus estômatos. Estes pesquisadores preferiram adotar o nome de resistência estomatal para classificar tal fenômeno. Deve-se observar que quando se introduziu este conceito, o solo foi considerado úmido, desprezando-se a resistência ao fluxo imposta pela sucção de um solo seco.

Shuttleworth (1988) utilizando dados da Reserva Ducke (AM) obteve uma equação para o cálculo da condutância de superfície (inverso da resistência de superfície) função da hora do dia (radiação) e tensão capilar no solo (déficit de água). Para tal, o autor utilizou as informações horárias de evaporação, radiação, déficit de umidade no ar, velocidade do vento e temperatura, e obteve uma série de valores de condutância de superfície (c_s), através da equação (2).

A fim de explicar as variações na condutância de superfície em relação ao valor médio horário o autor introduziu uma dependência também em relação a sucção capilar do solo, já que esta retrata o déficit de umidade, fruto da sazonalidade do regime pluviométrico. Utilizando informações de tensiômetros colocados no solo da floresta, obteve um fator de correção função da sucção capilar do solo, chegando à expressão abaixo para a resistência de superfície (r_c):

$$\frac{1}{r_c} = (1,16 - 0,0047 \times \psi) \times [12,17 - 0,531 \times (t-12) - 0,223 \times (t-12)^2] \quad (\text{mm} \times \text{s}^{-1}) \quad (6)$$

onde ψ é a sucção capilar no solo em (kPa)

Modelagem da infiltração

Para se determinar a taxa de infiltração (I) é necessário comparar-se a taxa de precipitação (r) que chega ao solo com a sua capacidade de infiltração (f^*). Quando a taxa de precipitação é inferior a capacidade de infiltração, a taxa de infiltração é igual a taxa de precipitação. Caso contrário, o fator limitante passa a ser a capacidade de infiltração do solo. Inicialmente, a capacidade de infiltração de um solo é infinita, com o passar do tempo esta apresenta um decréscimo assintótico ao valor da condutividade hidráulica saturada do solo (K_s).

Green e Ampt em 1911, considerando um solo semi-infinito com distribuição uniforme de umidade e uma taxa de precipitação constante, propuseram que o movimento da água no solo se dá sob a forma de um pistão. Ou seja, até a profundidade alcançada pela frente molhada no solo (Z_f), este se encontra totalmente saturado.

$$Z_f = \frac{I \times t}{\Delta \rho} \quad (7)$$

onde

$$\begin{aligned} \Delta \theta &= \text{déficit de umidade do solo (m}^3 \times \text{m}^{-3}) \\ t &= \text{tempo (s)} \end{aligned}$$

A capacidade de infiltração pode ser calculada pela expressão a seguir:

$$f^* = K_s \times \left[\frac{\psi_f}{Z_f} + 1 \right] \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (8)$$

onde ψ_f é a sucção a que está sujeita a frente molhada ao penetrar em um solo inicialmente não saturado em m de H₂O.

Segundo Clapp e Hornberger (1978), o valor de ψ_f pode ser calculado pela expressão a seguir:

$$\psi_f = \psi_s \times \left[\frac{2 + 3 \times m}{1 + 3 \times m} \right] \quad (\text{m H}_2\text{O}) \quad (9)$$

onde m é um parâmetro associado ao formato dos poros do solo

Modelagem do fluxo d'água no solo

O fluxo de água entre duas camadas do solo (q), é calculado com o objetivo de redistribuir a umidade no solo nos períodos de estagem onde a precipitação é menor ou igual a condutividade hidráulica saturada do solo ($r \leq K_s$). Para tal é necessário determinar o valor da condutividade hidráulica equivalente entre duas camadas contíguas de solo (\bar{K}), para um grau de saturação (s).

$$\bar{K}(s) = \frac{\sum_{j=1}^{n+1} Z_j}{\sum_{j=1}^{n+1} \frac{Z_j}{K(s_j)}} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (10)$$

onde Z_j é a espessura da camada j (m)

Logo, o fluxo entre camadas pode ser determinado pela equação de Darcy sob a forma abaixo:

$$q_{j,j+1} = \frac{(\psi(s_{j+1}) - \psi(s_j)) \times Z_j + Z_{j+1}}{\frac{Z_j}{K(s_j)} + \frac{Z_{j+1}}{K(s_{j+1})}} \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (11)$$

onde:

$$\begin{aligned} q_{j,j+1} &= \text{fluxo de água da camada j para a j+1 (m} \times \text{s}^{-1}) \\ \psi(s_j) &= \text{sucção capilar na camada j para um grau de saturação s (m H}_2\text{O)} \\ \psi(s_{j+1}) &= \text{sucção capilar na camada j+1 para um grau de saturação s (m H}_2\text{O)} \end{aligned}$$

O modelo calcula os fluxos no instante inicial e final do intervalo de tempo em função das condições de umidade nas camadas, utilizando o fluxo médio para a determinação do novo estágio final de umidade.

Os reservatórios de água no solo também estão sujeitos a uma extração de água pelas raízes dos vegetais. O valor desta taxa é calculada para cada camada do solo através da equação (2) multiplicada pelo percentual de raízes. O percentual de raízes pode ser medido no campo, e é extremamente importante para a reprodução de resultados experimentais de quantidade de água no solo.

O fluxo de água (q_{prof}) entre a camada mais profunda do solo (n) e o lençol freático é calculado pela equação (12), retirada do modelo SIB.

$$q_{\text{prof.}} = K(s_n) \times \text{sen } \alpha \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (12)$$

onde α é o ângulo de declividade do lençol em radianos.

VALIDAÇÃO DO MODELO PARA A RESERVA DUCKE (AM)

Com o intuito de validar o modelo aqui desenvolvido, simulou-se o balanço hídrico da Reserva Ducke (AM) onde se dispunha de uma série de dados necessários a execução do modelo SIMBAH e para onde Shuttleworth (1988) já havia desenvolvido um modelo de evapotranspiração, cujos resultados poderiam servir de comparação com aqueles obtidos pelo modelo SIMBAH.

Parâmetros

Utilizou-se as séries temporais de precipitação, velocidade do vento, umidade específica, temperatura e radiação líquida medidas pela estação climatológica da Reserva Ducke (AM) do período compreendido entre setembro de 1983 e setembro de 1985. Com relação aos parâmetros de evapotranspiração, resolveu-se adotar o valor zero para \bar{S}_s e β , pois a modelagem desenvolvida por Shuttleworth (1988) não possui um reservatório de superfície. Os demais parâmetros vão listados na tabela 1.

Com relação aos parâmetros do solo, os valores das condutividades hidráulicas saturadas (K_s) adotados, foram aqueles obtidos por Corrêa (1985), que averigou as alterações neste parâmetro para diversos tipos de técnicas agrícolas de preparo do solo, contra a condição de floresta virgem (adotada neste trabalho). O autor também analisou as modificações na microporosidade (poros capilares) e macroporosidade (poros não capilares) dos solos quando da remoção da floresta. O solo foi analisado em duas camadas de 0,20 m de espessura. No presente trabalho, simulou-se um solo com 2 metros de profundidade e com discretização também de 0,20 m.

Como não se dispunha de informações a respeito da condutividade hidráulica saturada e percentual de raízes para todas as camadas do solo, utilizou-se os dois valores de condutividade hidráulica saturada obtidos por Corrêa (1985), ajustando-os a uma curva exponencial, obtendo-se assim uma redução neste parâmetro com o aumento da profundidade (Z). Tal fato baseia-se nas conclusões do autor que afirma que a macroporosidade dos solos analisados, principal responsável pelas altas taxas de condutividade hidráulica saturada encontradas, diminuem com a profundidade e são causadas por uma série de fatores, como por exemplo, a quantidade de raízes no solo. A equação (13) a seguir representa o resultado deste ajuste.

$$K_s(Z) = 2,05 \times 10^{-4} \times \exp(-3,926 \times Z) \quad (\text{m} \times \text{s}^{-1}) \quad (13)$$

A partir de 1,00 m de profundidade adotou-se para a condutividade hidráulica saturada um valor constante, uma vez que a adoção do decaimento exponencial até 2 metros de profundidade acarretaria na obtenção de valores muito baixos para este parâmetro. Utilizou-se o mesmo decaimento exponencial com a profundidade, para se obter o percentual de raízes em cada camada do solo (P_{rj}).

$$P_{rj}(Z) = -1,00048 \times (\exp(-3,926 \times Z_j) - \exp(-3,926 \times Z_{j-1})) \quad (\%) \quad (14)$$

Os dados de sucção e umidade do solo foram coletados por Osvaldo Cabral, na Reserva Ducke (AM), que gentilmente os cedeu para a elaboração deste trabalho. Com estes dados e adotando-se uma porosidade média total igual 51% (Medina, 1985), construiu-se a curva de sucção versus grau de saturação, segundo a metodologia de Clapp e Hornberger (1978), que é representada no modelo por dois parâmetros, a saber, a sucção saturada (ψ_s) e o índice de formato dos poros (m). Cabe ressaltar que adotou-se uma curva única de sucção \times grau de saturação, uma vez que se dispunha de poucas observações ao longo do perfil do solo.

O ângulo de inclinação do lençol utilizado foi de 11°. Valor este utilizado por Nobre (comunicação pessoal) para simulação do modelo SIB (Sellers et al., 1986) para o local.

Os parâmetros adotados neste estudo relativos a modelagem do solo são apresentados na tabela 1.

Parâmetros da Evapotranspiração		Parâmetros do Solo		
Altitude	- 125,00 m	Ângulo de Inclinação do Lençol	- 11	
Cota de Medição	- 45,00 m	Grau de Saturação Inicial	- 85 %	
Desloc. do Plano	- 26,30 m	Espessura das Camadas	- 0,20 m	
Rugosidade de Superf.	- 1,70 m	Porosidade Média Efetiva (θ_e)	- 51 %	
Capacidade de Armaz. Máximo:		Índice de Formato dos Poros	- 0,05	
• reserv. intercep.	- 0,74 mm	Sucção Saturada (ψ_s)	- 50,89mm	
• reserv. superfície	- 0,00 mm			
Percentual de água que:		Camada	Conduz. Hidr. Saturada (mm/h)	Percentual de raízes (%)
• cai direto no solo	- 8,00 %			
• escorre no tronco	- 1,80 %			
• evapora da superf.	- 0,00 %			
		1a	498,6	54,37
		2a	227,4	24,80
		3a	103,7	11,31
		4a	47,3	5,16
		5a	21,6	2,35
		6a	21,6	1,07
		7a	21,6	0,49
		8a	21,6	0,22
		9a	21,6	0,18
		10a	21,6	0,08

Tabela 1: Parâmetros do Modelo

Resultados

Na tabela 2 apresenta-se o balanço hídrico mensal da Reserva Ducke (AM) obtido com o modelo SIMBAH e o obtido por Shuttleworth (1988) sem considerar a modelagem do solo. As diferenças encontradas entre as séries temporais adotadas neste trabalho e as utilizadas por Shuttleworth são devidas ao fato de se só possuir uma única série de dados, enquanto que Shuttleworth dispõe de diversas séries de dados em locais próximos e em diversas altitudes. Cabe ressaltar que em alguns meses onde haviam lapsos de informação, marcados com um asterisco na tabela 2, Shuttleworth preencheu os dados através de regressões, atitude esta não adotada neste trabalho.

Mes/Ano	Precipitação (mm)		Radiação (mm)		Evaporação (mm)		Intercepção (mm)	
	Shuttleworth	Simbah	Shuttleworth	Simbah	Shuttleworth	Simbah	Shuttleworth	Simb.
Set/1983	195	201	132	136	126	128	24	24
Out/1983	197	199	111	115	103	98	23	20
Nov/1983	73	58	107	111	105	80	13	11
Dez/1983	484	485	92	95	91	88	35	37
Jan/1984	325	312	117	120	109	105	36	36
Fev/1984	386	378	98	101	98	96	50	55
Mar/1984	218	217	124	128	119	112	42	42
Abr/1984	257	253	114	116	108	103	34	32
Mai/1984	326	328	125	126	117	116	35	40
Jun/1984	66	63	133	135	117	99	21	20
Jul/1984	144	144	138	142	129	122	26	23
Ago/1984	130	128	133	137	122	117	22	22
Set/1984 *	120	65	142	93	130	70	30	15
Out/1984	162	161	139	143	124	121	23	22
Nov/1984	147	146	132	137	116	114	17	18
Dez/1984	312	310	119	122	104	101	27	27
Jan/1985	286	263	123	124	104	100	27	27
Fev/1985 *	279	198	112	79	87	60	29	26
Mar/1985 *	240	293	116	122	94	95	32	33
Abr/1985 *	357	318	136	128	116	104	28	27
Mai/1985	261	264	115	118	100	98	32	31
Jun/1985	155	152	116	120	101	99	25	23
Jul/1985	130	119	123	127	109	101	28	22
Ago/1985	90	88	129	133	103	87	16	13
Set/1985	52	50	144	148	116	72	8	9
Total	5392	5193	3070	3055	2748	2486	683	656
% Precip.	100	100	57	59	51	48	13	13

Tabela 2: Balanço Hídrico Local

Conclusões

Comparando-se os resultados da tabela 2 observa-se que a introdução da modelagem do solo causou uma pequena redução na evaporação total em relação àquela calculada por Shuttleworth (1988) utilizando apenas uma correção com a tensão no solo medida em intervalos de tempo semanais. A conclusão óbvia de que a modelagem do solo a intervalos horários foi irrelevante para a evaporação total, deve ser tomada com cautela, pois é verdadeira apenas para a região estudada com as condições hídricas e de cobertura vegetal observadas. Qualquer alteração destas condições deverá acarretar numa maior dependência da evaporação total com a modelagem horáriado solo.

AGRADECIMENTOS

Gostaríamos de agradecer aos pesquisadores Jorge Machado Damázio e Joari Paulo da Costa por suas contribuições na revisão do texto deste artigo.

REFERÊNCIAS

- Brutsaert, W., Evaporation into the Atmosphere - D. Reidel Publishing Co. (1982).
- Clapp, R.B. e Hornberger, G.M.; Empirical Equations for Some Soil Hydraulic Properties - WRR, (1978), Vol. 14(4), pp.601-604
- Corrêa, J.C., Características Físicas de um Latossolo Amarelo Muito Argiloso - Pesq. Agrop. Bras., (1985), 20(11), pp.1381-1387.
- D'Angelo, A.G.; Modelagem Hidrológica Unidimensional para um Local da Amazônia - Tese de Mestrado, COPPE (1991).
- Medina, B.F. e Leite, J. A.; Influência de Três Sistemas de Manejo e Duas Coberturas Vegetais na Infiltração de Água em um Latossolo Amarelo em Manaus - AM - Pesq. Agropec. Bras., (1985), 20(11), pp.1323-1331.
- Nobre, C.A.; Shukla, J. e Sellers P.; Impactos Climáticos do Desmatamento da Amazônia (1989).
- Oliver, H.R.; Wind Profiles in and above a Forest Canopy - Quart. J. R. Met. Soc. (1971), 97, pp.548-553.
- Sellers, P.; Mintz, Y.; Sud, Y.C. e Dalcher, A.; Simple Biosphere Model (SIB) for Use within General Circulation Models - Journal of the Atmospheric Sciences (1986), 43(6), pp. 505-531.
- Shuttleworth, W.J.; Evaporation from Amazonian Rainforest - Proc R. Soc Lond., (1988), pp.321-346.