

EVAPORAÇÃO EM ESCALA REGIONAL E A CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA NA FLORESTA

José Francisco de OLIVEIRA JÚNIOR¹, Alexandre Soares dos SANTOS², Cássio Nirlando BARRETO², Givanildo de GOIS², Byung Hyuk KWON³, Ramón Villoria RAIMUNDO⁴, Verónica TRÍCIO⁴

Introdução

A estimativa da evaporação em escala regional consiste num componente chave dos Balanços de Energia e de Água, e portanto de suma importância para os campos da Hidrologia e Meteorologia, PARLANGE et al (1995). O interesse na estimativa da evaporação parte da necessidade de compreender as trocas em escala regional de massa e energia através de algumas aproximações, particularmente na ordem de 10 km.

A maioria das pesquisas envolvendo estas estimativas têm sido de maneira pontual ou em várias escalas locais, por exemplo, MUNLEY e HIPPS (1991) estimaram a evaporação regional através das propriedades da Camada Limite Atmosférica (CLA), usando a teoria da similaridade e equações da conservação da CLA, e encontraram que uma resolução vertical adequada melhorou sensivelmente a obtenção dos fluxos turbulentos.

Assim, para obter os fluxos de calor e vapor d'água é necessário compreender o transporte na CLA, o qual é definido como a parte da atmosfera diretamente influenciada pela superfície terrestre, STULL (1988). Monitorar a evaporação em escala regional é importante para avaliar o efeito do clima nos ecossistemas naturais, então foram desenvolvidas estimativas para tentar avaliar a evaporação usando alguns tipos de aproximações empíricas e às vezes combinadas, e estas servem de base para futuras parametrizações em modelos numéricos de mesoescala (MNM). Logo, este artigo consiste de uma breve discussão sobre as interações da evaporação em escala regional e na CLA utilizando dois modelos de evaporação na floresta.

FORMULAÇÃO E MODELOS DE EVAPORAÇÃO

Há vários modelos de evaporação potencial e atual, estas formulações incluem PENMAN (1948), PRIESTLEY e TAYLOR (1972), PENMAN-MONTHEITH (1965), BRUTSAERT-STRICKER (1979) e PARLANGE-KATUL (1992), porém estas formulações algumas possuem base teórica e outras são determinadas empiricamente ou através de parâmetros estimados. Estes modelos têm uma forte ligação com o balanço de energia, dada por:

$$R_n = H + LE + G \quad (1)$$

Porém, estes modelos diferenciam através do particionamento de energia, sendo algumas equações expressa através da seguinte forma geral:

$$LE = \beta \left[A \frac{\Delta}{\Delta + \gamma'} (R_n - G) + B \frac{\gamma}{\Delta + \gamma'} f(u) (e_a^* - e_a) \right] \quad (2)$$

(I) (II)

onde LE é o fluxo de calor latente ($W.m^{-2}$), R_n é o saldo de radiação ($W.m^{-2}$), G é o fluxo de calor do solo ($W.m^{-2}$) Δ é a inclinação da curva de saturação do ar, γ é a constante psicrométrica, geralmente dada por $0,67 \text{ mb.K}^{-1}$ e $f(u) = a + bu$ é a função da velocidade do vento, com a e b sendo constantes. A, B, β , e γ' são parâmetros que variam conforme as formulações particulares, conforme a Tabela 1. O termo I (diabático) considera o efeito do balanço de

energia da região, já o termo II (adiabático) consiste nas condições aerodinâmicas da região.

Tabela 1 – Valores dos parâmetros para as formulações da equação geral de Evapotranspiração usada no estudo.

Origem	E	γ'	A	B
MODELO DE PENMAN (1948).	E_p	γ	1	1
MODELO DE PRIESTLEY E TAYLOR (1972).	E_{pt}	γ	α	0

Estes tipos de estimativas são comumente usadas em vários estudos, particularmente envolvendo a evaporação diária, com considerável grau de sucesso quando aplicada em escala regional. A partir disso, utilizando os dados do ABRACOS (Anglo-BRazilian Climate Observation Study), experimento esse realizado na Amazônia, avaliamos a evaporação local da Reserva de Rebio-Jarú (floresta), em Ji-Paraná, em 1992, maiores detalhes sobre a condução do experimento e dos dados, encontram-se em Gash et al. 1996.

ESTRUTURA DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA

Descrever a evaporação na escala de interesse é um problema sério, pois existe uma grande disparidade entre a escala horizontal da superfície não-homogênea e a escala vertical dos fluxos turbulentos na CLA. Portanto, entender a estrutura e a dinâmica da CLA é de importância crucial, devido ao papel que ela desempenha em combinar os fluxos superficiais variando espacialmente em escala regional e a complexidade das características da superfície da região.

Resultados e discussão

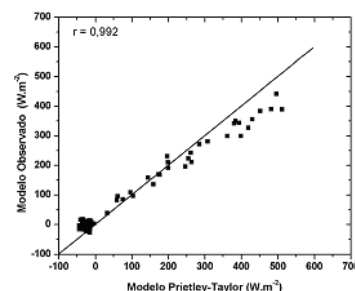
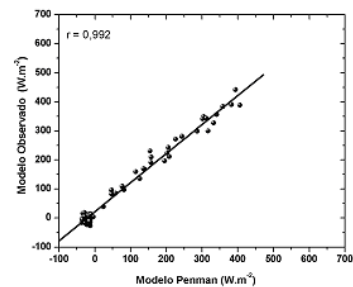


Figura 1 Diagrama de espalhamento da evaporação observada e prevista para o período 10-12/08/1992.

¹ Diretor Acadêmico e Científico da UNEMET – União Nacional dos Estudiosos de Meteorologia. Rua Dona Alzira Aguiar, 280 – Pajuçara, CEP 57030-270 - Maceió - AL. e-mail: jose.francisco@unemet.al.org.br, junior_inpe@hotmail.com

² Alunos de Meteorologia UFAL. Universidade Federal de Alagoas - Campus A. C. Simões, BR 104 - Norte, km 97, Tabuleiro dos Martins - Maceió - AL, CEP 57072-970. E-mail: soaresal@hotmail.com; cassionb@bol.com; givanildogois@hotmail.com

³ Prof. Dr da PKNU - Pukyong National University. CP 515, 12201-970, Pusam, Coréia do Sul e-mail: bhkwon@mail1.pknu.ac.kr

⁴ Prof. Dr. da UBU – Universidade de Burgos. Burgos – Espanha. Plaza Misael Bañuelos s/n 09001 e-mail: rvilloria@ubu.es; vtricio@ubu.es

Para o período de estudo os modelos de evapotranspiração simulados comparados com a evaporação mediada (eddy correlation) concordaram satisfatoriamente, conforme a Figura 1. Isto é explicável, pois o modelo de Priestley-Taylor é uma versão simplificada do modelo de Penman, esta conexão entre os modelos favoreceu aos resultados similares obtidos pelos coeficientes de correlação, outro ponto seria a grande mistura em grande escala do fluxo através da floresta, se refletindo nos altos valores obtidos.

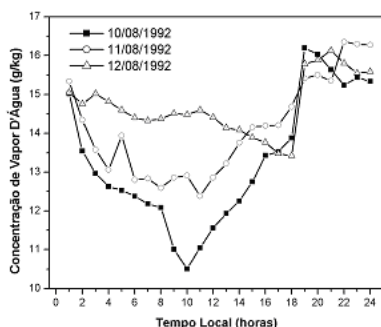


Figura 2 Variação diurna da concentração de vapor d'água na Floresta Rebio-Jaru, no período 10 -12 de Agosto de 1992.

A variação da concentração de vapor d'água nos dá uma idéia da extensão da influência da floresta, sendo menor durante o período diurno e aumentando no período noturno, como mostra a Figura 2. Porém, existiu uma grande diferença entre os dias estudados, principalmente no dia 10/08/92, entre 8 às 10 TL (Tempo Local), onde houve um decréscimo acentuado da concentração, isso se deve a queda de temperatura e acompanhado dos altos valores de evaporação identificados neste horário, outro fato seria o aumento considerável da velocidade do vento que proporcionou queda na concentração considerada alta para restante do período.

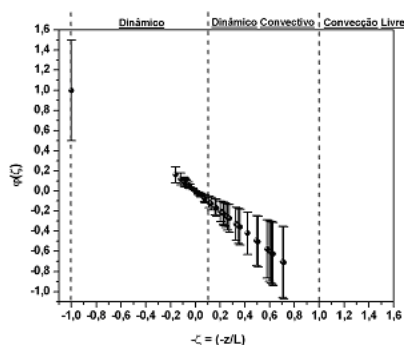


Figura 3 Função de estabilidade para condições de vapor d'água sobre condições convectivas na Floresta Rebio-Jaru, no período 10 -12 de Agosto de 1992.

Através do cálculo do parâmetro de fluatibilidade (ξ) conseguimos entender o mecanismo de transporte na CLA para o período de estudo, usando alguns refinamentos nas funções de correção de estabilidade que na prática serve para estimar a evaporação. Com isso, efetuamos uma análise da estabilidade convectiva na floresta, onde as sub-camadas dinâmica e dinâmica convectiva apresentaram um regime de transição imediatamente acima do dossel da floresta.

A espessura desta camada de transição é altura limite da sub-camada superficial. Neste regime de transição a fluatibilidade foi intensificada e ambos os movimentos horizontal e vertical aumentaram o escoamento atmosférico

durante o período de estudo. Porém, na sub-camada de convecção livre não foi identificado este tipo de regime, acreditamos que a fluatibilidade foi suprimida, em função da forte cisalhamento atuando no período.

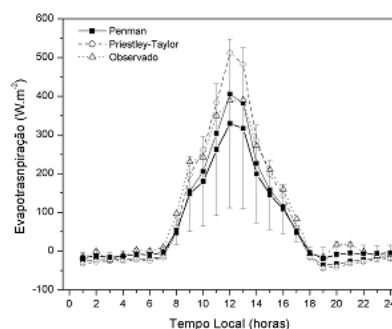


Figura 4 Variação diurna dos Modelos de Evaporação Penman, Priestley-Taylor e Eddy Correlation na Floresta Rebio-Jaru, de 10 de Agosto de 1992.

Os dois modelos de evapotranspiração em comparação com observado noat-see que os valores de desvio padrões foram altos particularmente no horário entre 8 às 10 TL, isto apenas confirma a Figura 2. E neste horário, o modelo de Penman subestimou e o de Priestley-Taylor superestimou em relação ao observado, esse fato ocorreu aos forte ventos ocorridos neste horário e desta maneira a advecção contribui com efeito significativo neste dia.

Conclusões

Através deste estudo os valores de evaporação regional pode ser obtido através das medidas das propriedade da CLA. Claramente, existe uma limitação quanto a estimativa real do fluxo regional de evaporação, em particular as medidas envolvendo o sistema de eddy correlation, no qual representa unicamente uma pequena região, com um fecht da ordem de 1 km, mas pode ser estendido para 10 ou 100 km.

Porém concordaram substancialmente com os modelos empregados no estudo. A simplicidade do modelo de Priestley-Taylor pode ser aplicável para estimar tanto a nível continental, como global, já no caso de Penman é um modelo complexo, porém com uma base física correta.

Para aumentar a escala e o grau de confiabilidade na estimativa da evaporação se faz necessário uma ampla campanha de campo envolvendo outras medidas, além de torres instrumentadas e estações automáticas de superfície.

Referências bibliográficas

- GASH, J.H.C., NOBRE, C.A., ROBERTS, J.M. and VICTORIA, R.L. **Amazonian Deforestation and Climate**. J. Wiley & Sons, Chichester, p.468, 1996.
- MUNLEY JUNIOR, W.G., HIPPS, L. E. **Estimation of Regional Evaporation for a Tallgrass Prairie From Measurements of Properties of the Atmospheric Boundary Layer**. *Water Resources Research*, v.27, n.2, p.225-230, 1991.
- PARLANGE, M.B, EICHINGER, W.E., ALBERTSON, J.D. **Regional Scale Evaporation and Atmospheric Boundary Layer**. *Reviews of Geophysics*, v.33, n.1, p.99-124, 1995.
- STULL, R. B. **An Introduction to Boundary Layer Meteorology**, Kluwer Academic, Norwell, Mass., 666 p., 1988.