

**MODELO CONVECTIVO PARA TRANSFERÊNCIA
DE CALOR NA CAMADA LIMITE DE UM
ESCOAMENTO NA REGIÃO DE CAATINGA/PB****Fernando Moreira da Silva****Ronildo I. Soares de Alencar****Alain M. B. Passerat de Silans****Francisco de Assis dos Reis Barbosa****Centro de Tecnologia – Universidade Federal da Paraíba – 58059-900 João Pessoa**

Resumo. *O conhecimento da partilha no balanço de energia do sistema solo-planta-atmosfera é importante na transferência de vapor d'água da superfície para a atmosfera. Com os dados colhidos num estudo experimental desenvolvido em São João do Cariri no Estado da Paraíba, duas metodologias foram aplicadas para se obter os fluxos de calor sensível e calor latente de evaporação. A transferência entre o solo e a vegetação efetua-se por convecção livre. Utilizou-se então a equação do balanço de energia, considerando um processo de convecção livre para o calor sensível. A primeira alternativa foi de calcular o calor latente de evaporação através da razão de Bowen e a segunda, utilizando uma equação baseada no número adimensional de Sherwood. Os resultados apresentados mostram coerência nos resultados, porém apontam dificuldades em aplicar as metodologias propostas, merecendo maiores investigações.*

Palavras-chave: *Balanço de Energia, Calor Latente, Calor Sensível, Caatinga*

1. INTRODUÇÃO

A avaliação dos diferentes componentes do balanço de energia na superfície é essencial no entendimento das trocas energéticas na interface superfície-atmosfera, que pode ser controlado pelos valores médios dos processos micrometeorológicos individuais. Quando se modela ou tenta modelar a atmosfera, não podemos negligenciar que a dinâmica da atmosfera requer conhecimentos sobre as condições de fronteira inferior, o que torna necessário conhecer a partição da energia no sistema solo-planta-atmosfera.

Em função da necessidade de se conhecer a complexa interação no sistema solo - vegetação - atmosfera, a fim de dar acuidade as previsões meteorológicas e melhorar as respostas dos modelos hidrológicos, experimentos foram propostos nestas duas últimas décadas, principalmente sob a égide do IGBP (International Geosphere-Biosphere Programme), para analisar os processos em questão e os métodos para quantificá-los. Destes experimentos podem ser destacados: ABRACOS na floresta amazônica Brasileira, FIFE em uma região temperada dos Estados Unidos, HAPEX-Mobilhy em uma região temperada da França, HAPEX-Sahel, em uma região semi-árida da África Ocidental e atualmente, BOREAL, na região pré-ártica ou LBA na floresta Amazônica.

Com objetivos similares para a região semi-árida do Nordeste Brasileiro, foi montado no município de São João do Cariri, Pb, um modesto experimento através do qual, em um local representativo da região, são medidos os balanços de radiação, de energia e hídrico. Este

experimento foi descrito em Silva et al., (2000). Neste trabalho procura-se estimar a repartição da radiação líquida em calor sensível, calor latente e calor condutivo no solo, em um período durante o qual ocorreu precipitações convectivas.

2. MATERIAL E METODOLOGIA

2.1 Dados experimentais

O experimento foi instalado na bacia escola da Universidade Federal da Paraíba na Cidade de São João do Cariri - Pb, geograficamente situada na região dos Cariris Velhos. Trata-se de uma região com solos predominantemente Bruno não cálcicos e com vegetação do tipo caatinga, que é predominantemente composta por: pastagem (capim mimoso); plantas arbóreas (Marmeleiro, Mucunfo, Pinhão Branco); plantas lenheiras (Angico, Catingueira) e cactáceas (Facheiro, Palmatória, Palma Doce e Cardeiro) (Silans et al, 2001). Trata-se de uma região classificada como semi-árida (índice de aridez de 0,21 segundo Souza, 1999), com chuvas pouco abundantes e concentradas nos meses de Fevereiro a Abril. O solo tem aparência pedregosa e a vegetação é esparsa, alternando-se ora com superfície desnudada, ora com solo coberto por vegetação. O experimento foi projetado com aquisição contínua de dados, porém realizando o balanço radiativo, o balanço de energia e o balanço hídrico a cada período de 20 minutos. Os dados são coletados em um sistema de aquisição de dados CR23X da Campbell Scientific Inc., o qual é alimentado em contínuo por uma bateria de 12 volts e 55 Ah, acoplada a um painel solar com potência de 20W. O "datalogger" é também programado para controlar todo o experimento. Uma torre com 8 metros de altura foi erguida no meio da vegetação para coletar informações acima da vegetação, dentro da camada limite. São medidos acima da vegetação, a radiação solar global (RG), na faixa de radiação visível e próximo infravermelho; o saldo de radiação líquida (R_n) através de um net-radiômetro, medindo-se as radiações com comprimento de onda variando entre 0,4 μ m e 60 μ m; a chuva; a velocidade e a direção do vento assim como os gradientes de temperatura e pressão de vapor (razão de Bowen). Na copa da vegetação um termohigrômetro registra a temperatura e a umidade do ar. No solo são medidos a temperatura e a umidade, assim como o fluxo de calor na profundidade de 5 cm. O experimento completo, tal como projetado para esta fase inicial do projeto, começou a funcionar no mês de Fevereiro 2001, havendo necessidade de interromper as medições de vez em quando para manutenção ou realização de testes onde as análises dos resultados brutos indicavam algum desvio grosseiro.

A vegetação no local de medição é esparsa. Neste trabalho procura-se mais especificamente detectar a contribuição aos fluxos de calor latente e de calor sensível, por parte do solo sem cobertura vegetal.

2.2 O balanço de energia

Para uma vegetação esparsa o balanço de energia acima da superfície é dado por: Garratt, (1992):

$$R_n = p R_{n, veg} + (1 - p)R_{n, s} \quad (1)$$

onde p representa a fração de área vegetada vista pelo net radiômetro; $R_{n, veg}$, a radiação líquida acima da vegetação e $R_{n, s}$ a radiação líquida acima do solo:

$$R_{n,s} = LE_s + H_s + G_s \quad (2)$$

onde LE_s é o fluxo de calor latente do solo; H_s é o fluxo calor sensível do solo e G_s é o fluxo de calor condutivo no solo à sua superfície.

Segundo Jacob e Verhoef (1997), a única técnica disponível para avaliar de modo direto o fluxo evaporado do solo em vegetações esparsas típicas de regiões semi-áridas, é através do uso de microlisímetros. Para se fazer uma avaliação do fluxo de calor sensível e do fluxo de vapor a partir da superfície do solo e da vegetação de uma maneira indireta, várias metodologias são disponíveis. No presente artigo é sugerida a metodologia baseada no uso da razão de Bowen e de números adimensionais, para as condições de convecção livre. Se o vento é calmo, velocidade baixa, há uma condição de convecção livre na superfície. A caracterização do tipo de convecção pode ser obtida usando o critério (Gates, 1980; Monteith, 1981; Jacob e Verhoef, 1997) detalhado na tabela 1:

Tabela 1 – Critério para decidir o tipo de convecção

Tipo de Convecção	Nº de Rayleigh (Ra)
Livre	$Ra > 16 Re^2$
Forçada	$Ra < 0,1 Re^2$
Mista	$0,1 Re^2 < Ra < 16 Re^2$

onde, Ra é o nº de Rayleigh, definido como (Kreith e Bohn, 1986):

$$Ra = (l^3 g b Pr |\Delta T|) / \nu^2 \quad (3)$$

onde, l é o comprimento horizontal característico da área entre os maiores obstáculos da superfície (Raupach, 1992); g é a aceleração da gravidade; b é o coeficiente de expansão, para gás perfeito b é igual a $1/T$, onde T é a temperatura absoluta do ar; ΔT é a diferença de temperatura entre a superfície do solo e a da copa das árvores; ν é a viscosidade cinemática do ar; Pr é o número de Prandtl definido como $Pr = \nu/a$, onde a é a difusividade térmica do ar e Re é o nº de Reynolds definido como (Holmam, 1976):

$$Re = (U_s l) / \nu \quad (4)$$

onde, U_s é a velocidade do vento medida a 0,5 m acima da superfície do solo. Para aplicar essas expressões ao solo descoberto da nossa vegetação esparsa, considerou-se o comprimento característico, l , como a distância média entre os maiores obstáculos da superfície (Raupach, 1992). No experimento “Cariri” $l = 9m$.

O evento chuvoso durante o período estudado neste trabalho foi caracterizado por técnicas de análise de imagens de satélite como chuvas convectivas, concordando com as condições de convecção livre encontradas com o critério anteriormente citado. Então a mudança de calor sensível bem como a evaporação no solo é dominada pelo mecanismo de troca por meio de convecção livre.

O número adimensional da transferência de calor pode ser expresso através do n° de Nusselt, definido segundo Kreith e Bohn (1986) por:

$$\text{Nu} = (\text{Hs } l)/(\lambda \Delta T) \quad (5)$$

onde, λ é a condutividade térmica do ar em repouso ($\lambda = 0,0257 \text{ W/m } ^\circ\text{K}$). Para uma placa plana horizontal, se $\text{Ra} > 10^7$, o n° de Nusselt iguala-se á relação (Jacob, 1950):

$$\text{Nu} = 0,14 \text{ Ra}^{1/3} \quad (6)$$

Finalmente combinando as equações (5) e (6), o fluxo de calor sensível da superfície do solo, Hs , é encontrado:

$$\text{Hs} = (0,14 \lambda \text{ Ra}^{1/3} \Delta T)/l \quad (7)$$

Kreith e Bohn (1986) observem que durante um estado de convecção livre, o transporte de calor sensível é independente do comprimento característico horizontal, l , já que o número de Rayleigh é proporcional à potência cúbica de l : $\text{Ra} \cong l^3$.

Análogo ao transporte de calor sensível, o transporte de massa sob condições de solo úmido pode ser estimado usando o número Sherwood (Sh), que é definido por (Kreith e Bohn, 1986):

$$\text{Sh} = (\text{Es } l)/(\rho D(x_2 - x_1)) = \text{Nu}(\text{Sc}/\text{Pr})^{1/3} = 0,14 \text{ Ra}^{1/3} (\text{Sc}/\text{Pr})^{1/3} \quad (8)$$

onde, Es é o fluxo de massa do vapor por unidade de área da superfície úmida, ρ é a densidade do ar, x é a razão de mistura do vapor d'água, D é a difusividade molecular do vapor d'água no ar e Sc é o número de Schmidt, definido como $\text{Sc} = \nu/D$, (para o ar $\text{Sc} = 0,63$). Da equação (8), observa-se que o calor latente de evaporação do solo pode ser determinado pela equação:

$$\text{LEs} = \frac{\rho D \text{Cp } \text{Sh}}{l\gamma} (e_2 - e_1) \quad (9)$$

onde γ é a constante psicrométrica, que foi introduzida junto a Cp , o calor específico à pressão constante para transformar o gradiente da razão de mistura em gradiente de pressão de vapor.

O calor latente de evaporação do solo pode também ser determinado da razão de Bowen:

$$\text{LEs} = \beta \text{Hs} \quad (10)$$

onde β é a razão de Bowen:

$$\beta = \gamma \frac{T_2 - T_1}{e_2 - e_1} \quad (11)$$

Em ambos os casos, isto é para as equações (9) e (11), a pressão de vapor à superfície do solo, e_2 , tem que ser avaliada. Admitindo que existe um equilíbrio termodinâmico entre o vapor de água nos poros da matriz porosa logo à superfície e o vapor de água no ar atmosférico logo em contato com a superfície, a pressão de vapor à superfície pode se escrever:

$$e_2 = h_r \text{esat}(T_0) \quad (12)$$

onde T_0 é a temperatura do solo à superfície e h_r é a umidade relativa dentro dos poros da matriz porosa à superfície. A umidade relativa, h_r se relaciona com a umidade do solo à superfície através da curva de retenção do solo, $h(\theta)$, pela formula de Clapeyron (Silans, 1986):

$$h_r = \text{Exp}\left(\frac{-gh(\theta)}{R_v T_0}\right) \quad (13)$$

onde R_v é a constante do gás perfeito para o vapor de água.

3. RESULTADOS E ANÁLISES

O solo onde foi feito o experimento foi classificado como Bruno não cálcico bastante argiloso. O valor máximo da umidade volumétrica relativa foi estimado em $0,42 \text{ m}^3/\text{m}^3$, através de análise granulométrica e o valor mínimo em $0,03 \text{ m}^3/\text{m}^3$. Com estas informações, a curva $h(\theta)$ foi gerada pela equação de Brooks e Corey (1964):

$$S_e = \left(\frac{h_b}{h}\right)^{1/b} \quad (14)$$

onde: $S_e = \frac{\theta - \theta_{\min}}{\theta_{\max} - \theta_{\min}}$; e h_b é a pressão matricial correspondendo à entrada de ar (borbulhamento).

Segundo Righetto (1998), para um solo argiloso, $h_b = 0,032 \text{ m.c.a}$ e $b = 1,67$.

A umidade à superfície é desconhecida. Neste experimento a umidade é medida por uma sonda TDR colocada horizontalmente à profundidade média de 5 cm. Em outro período, no mês de Novembro de 2001, acompanhou-se por amostragens gravimétricas a umidade volumétrica em diversas profundidades: 0 – 2,5 cm; 2,5 – 7,5 cm; 7,5 – 12,5 cm e 12,5 17,5 cm. As curvas de umidade são representadas na figura 2:

Desta figura, observa-se que no dia 7 de Novembro o perfil de umidade era uniforme aproximadamente. Corresponde à uma medição efetuada 24 horas após o solo ter sido saturado artificialmente. O valor médio de \square pode ser considerado como a capacidade de campo. Utilizou-se este gráfico para, através de extrapolações até à superfície, comparar a dinâmica de secagem da

superfície com a dinâmica da evolução temporal da umidade à 5 cm, já que esta é medida em contínuo pela sonda TDR. Com isto então, no período estudado para este trabalho, ou seja do 11 ao 19 de fevereiro 2002, reproduziu-se a dinâmica da umidade à superfície do solo.

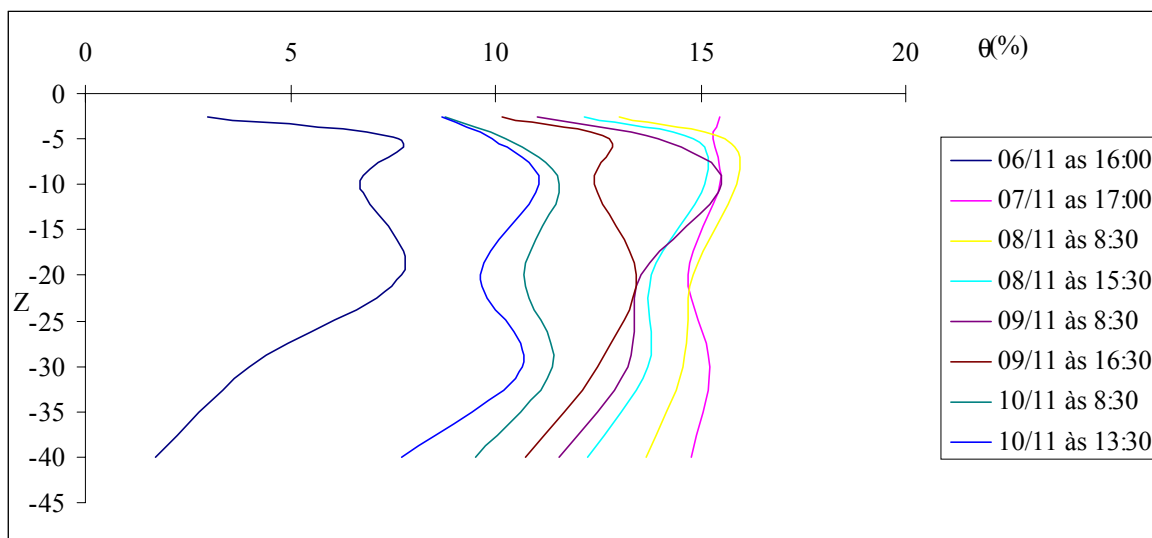


Figura 2 – Perfis de umidade volumétrica medidos gravimetricamente.

A imagem do satélite GOES-8 (Figura 3), no canal infravermelho, do dia 14 de Fevereiro de 2002 às 15:00hs, mostra a incidência de uma forte nebulosidade sobre o Nordeste do Brasil especificamente nos estados do RN, PB, PE, AL e SE. Há uma predominância de um sistema convectivo.

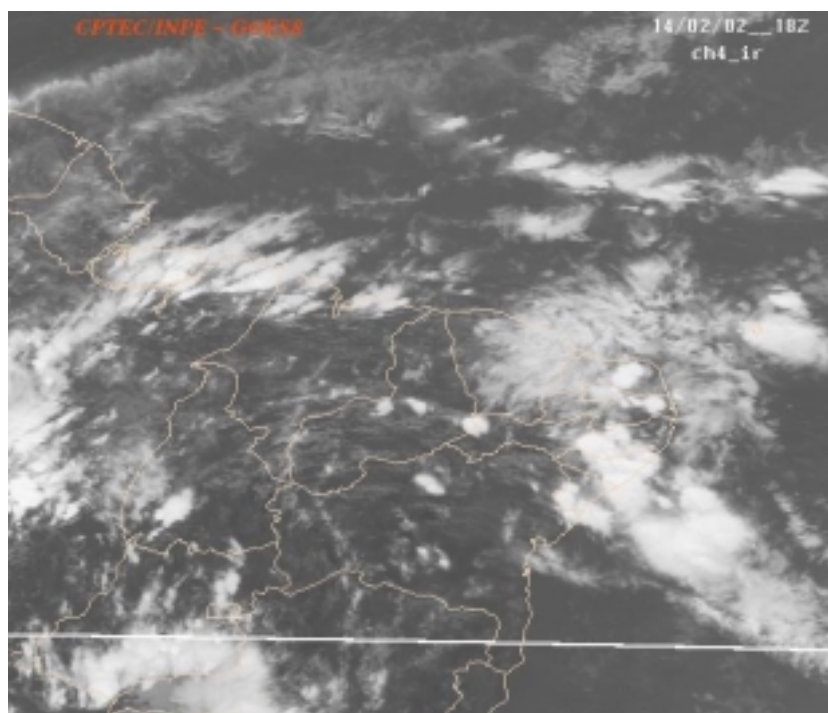


Figura 3 – Imagem do satélite GOES-8, no canal infravermelho, dia 14/02/02 às 15:00hs

O gráfico da figura 4 apresenta a radiação líquida R_n , medida no alto da torre para os dias 11 à 15 de Fevereiro de 2002 (ocorrência de precipitação), e para os dias 16 e 19 de Fevereiro de 2002 (sem ocorrência de precipitação). No período de 11 à 14 de Fevereiro choveu 31,4 mm, 6,1mm e 49,2mm, totalizando 81,7mm, sendo que a precipitação ocorreu em forma de pancadas de chuvas no início da noite, o que demonstra que a convecção cumulus é um fenômeno de extrema relevância no regime de precipitação da Caatinga.

Na mesma figura também estão representados o fluxo de calor a 5 cm de profundidade do solo não coberto por vegetação e a umidade volumétrica medida a 5 cm de profundidade.

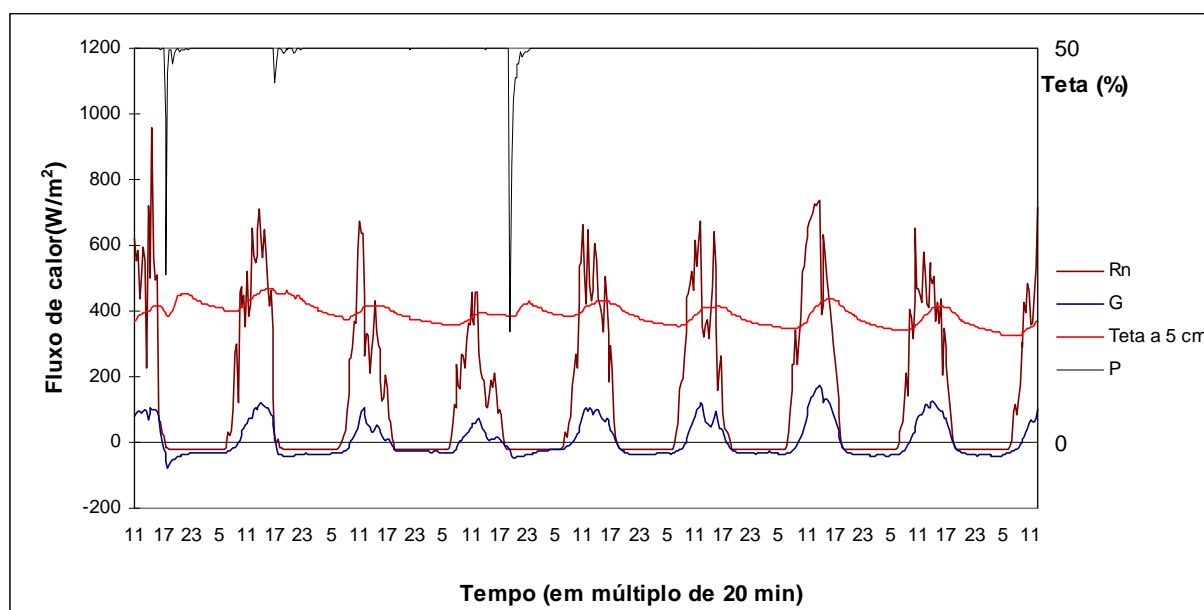


Figura 4 – Evolução temporal da radiação líquida(R_n), do fluxo de calor no solo, da umidade a 5 cm e da precipitação, para o período de 11 à 19/02/02

Chama a atenção nesta figura, a pequena recarga do solo na faixa situada na profundidade média de 5 cm, assim como o padrão diurno da umidade a 5 cm. Este revela uma camada de argila, que por subida capilar se umidifica durante o dia e seca a noite.

O fluxos de calor sensível e de calor latente foram calculados com as equações 7 para o calor sensível e 9 e 10 para o calor latente (Les-Sherwood e Les-Bowen, respectivamente). Estão representados na figura 5 junto à radiação líquida e ao calor condutivo no solo a 5 cm.

Os valores de evaporação calculados com o número de Sherwood são grandes demais, pois chegam a superar a radiação líquida. O termo de difusividade de massa corresponde à difusão molecular do vapor de água no ar. Philip e de Vries (1957) tem sugerido que este coeficiente fosse modificado para tomar conta da tortuosidade do solo e da difusão do ar seco na mistura ar-vapor. No período chuvoso, isto é do 11 a 14 de fevereiro, durante o dia os gradientes de temperatura no ar são negativos. Ocorre um processo de inversão térmica, bastante característico na região. No período em estudo, a evaporação calculada pela razão de Bowen apresenta um padrão regular, sendo bem maior no dia 16 onde o solo foi bastante umidificado devido às precipitações.

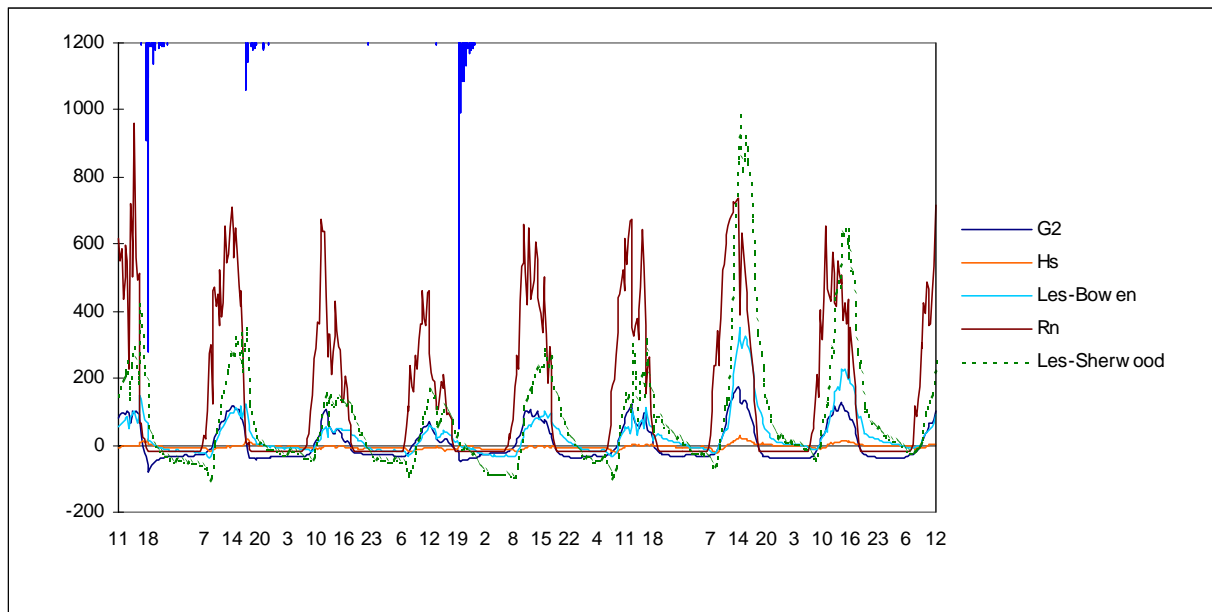


Figura 5 – Fluxos de calor sensível (Hs) e calor latente (Les-Bowen e Les-Sherwood) calculados.

O balanço de energia não fecha, por dois motivos: 1) a radiação líquida medida corresponde à radiação líquida da vegetação esparsa, isto é mistura de vegetação e solo nu; 2) o fluxo de calor condutivo no solo é medido a 5 cm de profundidade. Deve ser corrigido para se obter o fluxo à superfície. O fluxo de calor sensível apresenta-se relativamente baixo, a razão de Bowen sendo muito baixa no período diurno e bem maior no período noturno.

Devido às dificuldades em se estimar a umidade à superfície e por conseguinte a pressão de vapor e_2 de equilíbrio, Massman (1992) sugere que a razão de Bowen seja calculada da seguinte forma:

$$\beta = C_w \beta_{s,e} \quad (15)$$

onde $\beta_{s,e} = \gamma/s$ é a razão de Bowen de equilíbrio para o solo e C_w é o coeficiente da razão de Bowen para o solo, a ser determinado experimentalmente. C_w é igual a 1, quando o solo é úmido. A razão de Bowen de equilíbrio para o solo corresponde à evapotranspiração potencial. Neste trabalho tentamos relacionar o coeficiente C_w com a umidade medida a 5 cm. Os resultados foram decepcionantes. Valores negativos de C_w foram obtidos quando o fluxo de calor sensível é negativo.

4. CONCLUSÕES

Neste trabalho, dois métodos foram utilizados para calcular os fluxos de calor latente, considerando um estado de convecção livre entre o solo e a copa da vegetação de caatinga do Cariri. A razão de Bowen forneceu aparentemente valores consistentes. Já a metodologia proposta por Jacobs e Verhoef (1997), baseada no número de Sherwood, forneceu valores muito elevados para a evaporação do solo. Nesta metodologia, o coeficiente de difusão molecular do vapor de água no ar, é utilizado, no entanto, o processo de convecção livre se dá a partir da superfície do solo, onde o

vapor de água se encontra nos interstícios porosos. Philip e Vries (1957), tem sugerido que dentro da matriz porosa, este coeficiente seja modificado tomando em conta a tortuosidade e a difusão do ar seco na mistura ar vapor. O coeficiente de correção a adotar à superfície do solo merece maiores investigações. Massman ofereceu uma metodologia semi-experimental para a estimativa da razão de Bowen, sabendo que existe dificuldades para se medir ou se estimar a umidade à superfície. No nosso experimento esta metodologia baseada na razão de Bowen de equilíbrio para o solo não se mostrou satisfatória, principalmente devido às freqüentes inversões térmicas observadas entre o solo e a copa da vegetação.

5. AGRADECIMENTOS

Aos órgãos governamentais, CAPES e CNPQ, pelo apoio no Projeto Cariri.

6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Brooks, R.H.; Corey, A.T. Hydraulics properties of porous media, Colorado State University, Hydrology Papers n.3, Mar. 1964. 27p.
- Garratt, J.R., 1992. The Atmospheric Boundary Layer. Cambridge Atmospheric and Space Sci. Series, 316p.
- Gates, D.M., 1980. Biophysical Ecology. Springer-Verlag, New York, 611p.
- Holman, J.P., 1976. Heat Transfer. Mc Graw-Hill, Inc. Tokyo, 530p.
- Jacob, M., 1950. Heat Transfer. John Wiley and Sons, New York, 758p.
- Jacobs, F.G.; Verhoef, A., (1997), Soil evaporation from sparse natural vegetation estimated from sherdwood numbers. Journal of Hydrology. P. 443-452.
- Kreith, F. and Bohn, M.S., 1986. Principles of Heat Transfer. Harper and Row Publishers, New York, 700p.
- Massman, W.J., 1992. Correcting errors associated with soil heat flux measurements and estimating soil thermal properties from soil temperature and heat flux plate data. Agric. For. Meteorol., 59, p. 249 – 266
- Monteith, J.L., 1981. Evaporation and the environment. Symp. Soc. Exp. Biol., 19, p. 205-234.
- Oke, T.R., 1990. Boundary Layer climates. Routledge. New York, 2nd edition.
- Philip, J.R. e D.A. de Vries, 1957. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. Trans ann. Geophys. Union, 38, p. 222 – 232.
- Righetto, A.M., 1998. Hidrologia e Recursos hídricos. EESC – USP. São Carlos, SP. 819 p.
- Raupach, M.R., 1992. Drag and drag partition on rough surfaces. Bound. – Layer Met., 60, p 375 – 395.
- Silans, A.M.B. Passerat de, 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle: comparaison modèles – expérience. Thèse de Doutorado – Institut National Polytechnique de Grenoble – França. 205 p.
- Silans, A.M.B. Passerat de, Monteny, B.A., Lhomme, J.P.. 1997. The correction of soil heat flux measurement to derive an accurate surface energy balance by the Bowen ratio method. Journal of Hydrology, 188-189 (1997), p. 453 – 465.
- Silans, A.M.B. Passerat de, Silva, F.M., Rodrigues, A.A., Marinho, L.S.. 2001. Estudo experimental do comportamento térmico do solo em uma região coberta por vegetação tipo Caatinga no estado

da Paraíba. Anais em CD-ROM do XII Congresso Brasileiro de Agrometeorologia. Fortaleza 3 a 6 de Julho de 2001.

Silva, F.M. da, Silans, A.M.B. Passerat de, Paz A.R., Gomes R. S., SOUZA, E. E., 2000. Estudo Experimental da interação solo vegetação atmosfera na região do Cariri. V simpósio de Recursos hídricos do Nordeste. V. 2, p.243-251.

Souza, B.I., 1999. Contribuição ao estudo da desertificação na bacia do rio Taperoá - PB. Dissertação de Mestrado. PRODEMA Universidade Federal da Paraíba. 120 p.

7. DIREITOS AUTORAIS

Os autores são os únicos responsáveis pelo conteúdo desse trabalho.

MODEL CONVECTIVE FOR TRANSFER OF HEAT IN THE BOUNDARY LAYER OF A FLOW IN THE REGION OF CAATINGA/PB.

Fernando Moreira da Silva

Ronildo I. Soares de Alencar

Alain M. B. Passerat de Silans

Francisco de Assis dos Reis Barbosa

Centro de Tecnologia – Universidade Federal da Paraíba – 58059-900 João Pessoa

***Abstract.** The knowledge of the partition in the energy budget of the system soil-plant-atmosphere is important in the transfer of water steam of the surface for the atmosphere. The objective went apply a model of transfer of heat, based in numbers dimensionless, and to verify its behavior during atmospheric events in Cariris Velhos/Pb's area. The theory used to the energy budget, with the concepts of Prandtl, Nusselt, Reynolds and Sherwood applied to the two conditions of time. The experiment was set up so that it could represent the whole vegetation, type caatinga, in its vertical gradients of temperature and of humidity. Results preliminaries show that the flow behaved as turbulent, having a free convection between the surface of the soil and the cup of the vegetation. There is a significant difference among the patterns in the dry and rainy day, even so the most important went to sensibility of the model in the previous day of the rainy day, with fall accentuated in the tendency of the curve and decreasing values in the flow of heat. Is possible to model with accuracy the atmospheric events, however it makes himself necessary studies and applications of another methodologies, so that we can interpret and to know the mechanism of changes of heat between the surface of the soil and the atmosphere.*

Word-key: Energy budget, Latent Heat, Sensitive Heat, Caatinga