

## Desenvolvimento de um Modelo SVATS para a Região Semi-Árida do Cariri Paraibano

Alain Marie Bernard Passerat de Silans, Lovania Maria Werlang, Maurício Costa Goldfarb

Universidade Federal da Paraíba – LARHENA

alainsilans@yahoo.com.br; lovaniaaw@yahoo.com.br; mcgoldfarb@yahoo.com.br

Recebido: 06/11/06 - revisado: 28/08/08 - aceito: 01/10/08

---

### RESUMO

O presente trabalho descreve o desenvolvimento de um modelo para representação das transferências verticais de calor e água no complexo solo-atmosfera na região semi-árida do Cariri paraibano em São João do Cariri. O modelo constitui a primeira coluna de um modelo SVATS adaptado à região. O modelo físico é embasado nas equações de conservação e transporte de calor e massa seguindo os procedimentos apresentados por Milly (1982) e Passerat de Silans (1986). Na atmosfera, os processos de transferência ocorrem por convecção livre e são descritos pelo Número de Nusselt e pela razão de Bowen. A solução numérica é desenvolvida na linguagem Fortran, aplicando-se o método dos volumes finitos. Os resultados indicam que o modelo simula de forma bastante satisfatória a temperatura à superfície do solo, no entanto, mostra uma secagem mais rápida do que foi observada experimentalmente. Experimentalmente, o solo seca muito devagar devido a um processo de reumidificação diurna, o que é notório. O modelo mostra que essa reumidificação diurna ocorre devido aos fortes gradientes de temperatura. Estes se devem à baixa difusividade térmica do solo, ou seja, o comportamento termodinâmico do solo é em parte responsável pelo mecanismo natural de conservação da água no solo. As observações simultâneas dos fluxos de água simulados pelo modelo e da reumidificação diurna observada a 5 cm de profundidade, sugerem também a existência de um processo de absorção do vapor de água do ar atmosférico.

**Palavras-Chave:** Modelo SVATS, Transferência de água e calor no solo, Região semi-árida do Cariri, difusividade térmica do solo.

---

### INTRODUÇÃO

A elaboração e a validação de modelos denominados SVATS (*Soil Vegetation Atmosphere Transfer scheme*), para determinação dos fluxos de energia e umidade entre o solo a vegetação e a atmosfera, tem sido um importante objeto de investigação científica. O IGBP (*International Geosphere-Biosphere Program*), por exemplo, tem incentivado a realização de diversos estudos internacionais para melhorar o conhecimento da interação entre o solo e a atmosfera. O HAPEX-MOBILHY, em região temperada da França, o ABRACOS, na Amazônia, o BOREAL, no Canadá, e o HAPEX SAHEL na zona Saheliana do Oeste Africano, são exemplos de projetos dessa natureza.

De acordo com Passerat de Silans e Silva (2003), apesar da importância do bioma representado pela Caatinga, que abrange todos os estados do Nordeste do Brasil, poucos estudos experimentais têm sido desenvolvidos no sentido de se compreen-

der os fenômenos associados às transferências de calor e massa nessa região. O PROJETO CARIRI foi desenvolvido no sentido de preencher esta lacuna. Ele tem por objetivo analisar localmente, através de um estudo experimental complexo, as transferências de massa (água líquida e vapor) e de calor, no sistema formado pelo solo, vegetação e atmosfera, na região de São João do Cariri, bastante característica da Caatinga do cariri paraibano. Importantes trabalhos têm sido desenvolvidos no âmbito do projeto Cariri: Silva (2003) mostrou, por meio da relação entre os números de Reynolds e Rayleigh, que os processos de transferência de massa e calor ocorrem, naquela região semi-árida, prioritariamente devido ao fenômeno de convecção livre e, atribui, à vegetação e ao solo, um importante papel na formação do clima local; Goldfarb (2006) trabalhou na formulação de uma modelagem numérica para avaliar quantitativamente as constatações de Silva (2003), ou seja, a importância da contribuição da vegetação tipo caatinga nos processos de transferência de calor e massa no complexo solo-vegetação-

atmosfera. Werlang (2006) dá ênfase, especificamente, à modelagem numérica das transferências de calor e massa dentro do solo e, analisa o papel termodinâmico do solo sobre a repartição da energia entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de evaporação, assim como analisa a importância da variabilidade espacial dos parâmetros do modelo. Embasados nas equações de Milly (1982) e Passerat de Silans (1986), e descrevendo o processo de convecção livre à superfície do solo, os autores deste trabalho desenvolveram, um modelo SVATs denominado modelo CARIRI.

O modelo CARIRI foi desenvolvido para a região semi-árida dominada por vegetação esparsa de tipo Caatinga. Ele representa as transferências verticais de água e de calor entre o solo, a vegetação e a atmosfera em duas colunas conforme sugerido em Passerat de Silans e Silva (2007).

O presente trabalho descreve a modelização das transferências de água, sob a forma líquida e de vapor, e do calor entre o solo sem vegetação e a atmosfera (primeira coluna do modelo Cariri).

## EXPERIMENTO CARIRI

Para possibilitar a realização de estudos teóricos e experimentais dos balanços hídricos e energéticos na região semi-árida do Nordeste brasileiro, foi montada, no âmbito do Projeto Cariri, a estação bioclimatológica de São João do Cariri. A estação está instalada na região central do estado da Paraíba, denominada de Cariris Velhos, na Bacia escola da Universidade Federal da Paraíba, na zona rural do município de São João do Cariri.

([www.lrh.ct.ufpb/cariri/](http://www.lrh.ct.ufpb/cariri/)).

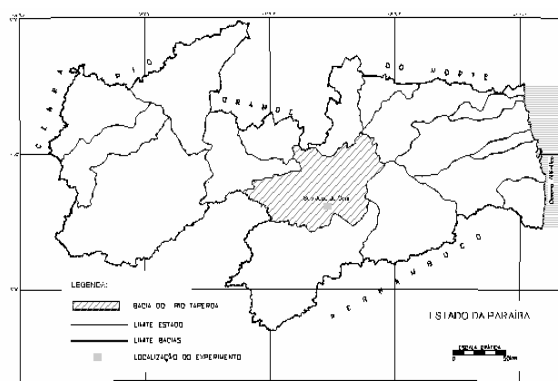


Figura 1 – Localização do experimento

De acordo com Silva (2003), trata-se de uma região semi-árida, com chuvas pouco abundantes e concentradas entre os meses de fevereiro e abril. A cobertura vegetal, formada basicamente por xerófitas do tipo Caatinga, é espaçada, com porções vegetadas intercaladas de solo completamente descoberto. Os solos são rasos, característica da região do cariri paraibano.



Figura 2 – Estação bioclimatológica de São João do Cariri

Em intervalos de 20 minutos, são coletados e armazenados na estação bioclimatológica (figura 2) diversos dados: radiação global, saldo de radiação, velocidade do vento, precipitação, umidade do solo a 5cm de profundidade, temperatura na copa da vegetação, temperatura na camada limite atmosférica, temperatura no nível da copa da vegetação em solo desnudo, pressão de vapor na copa da vegetação, pressão de vapor na camada limite atmosférica, temperatura em solo vegetado a 2cm e a 5cm de profundidade, temperatura em solo descoberto a 0, 2cm, 5cm, 15cm e 50cm de profundidade, potencial matricial do solo a 10, 20 e 40cm de profundidade, fluxo de calor em solo vegetado a 5cm de profundidade, e fluxo de calor em solo descoberto a 5cm de profundidade. 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 55Ah, acoplada a um painel solar de 20 W. O sistema de aquisição de dados é programado para operar como unidade de controle de todo o experimento. Maiores detalhes a respeito do experimento e das características físicas do solo podem ser encontrados em Silva (2003) e Werlang et al. (2005), assim como em <http://www.lrh.ct.ufpb.br/cariri/>.

## O MODELO FÍSICO

O modelo físico da primeira coluna do modelo SVATs "Cariri" aplica-se nas porções de solo descoberto da Caatinga. Ele é composto das equações de transferência de massa, a água sob forma líquida e vapor, e de calor no solo e na camada atmosférica entre o solo e a altura do dossel da vegetação. As variáveis de estado do modelo são o potencial matricial,  $h$ , que representa a umidade do solo, e a temperatura,  $T$ , que representa a energia. O potencial matricial é escolhido em vez do teor volumétrico de água no solo,  $\theta$ , para garantir a continuidade da variável em solo apresentando horizontes distintos.

As equações de transferências no solo utilizadas no desenvolvimento do modelo foram aplicadas por diversos pesquisadores a exemplo de Milly (1982), Passerat de Silans (1986), Antonino (1992), Goldfarb (2006) e Werlang (2006); e são basicamente as equações de conservação (conservação da massa e primeira lei da termodinâmica) e as equações de transporte (equação de Darcy, equação de Fick e equação da condução de calor).

### Equações de conservação

A equação de conservação da massa estipula que a massa de um determinado sistema não varia para um fluido incompressível. Considerando-se as duas fases nas quais a umidade pode ser encontrada, isto é, a fase líquida e a fase de vapor, essas equações se escrevem:

$$\frac{\partial \rho_l \theta_l}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} q_l = -\dot{q}_l \quad (1)$$

$$\frac{\partial \rho_v \theta_v}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} q_v = -\dot{q}_v \quad (2)$$

onde:  $q_l$  é a densidade de fluxo de água sob a forma líquida;  $q_v$  é a densidade de fluxo de água sob a forma de vapor;  $\dot{q}_l$  e  $\dot{q}_v$  representam as taxas de variação das densidades dos fluxos líquido e de vapor oriundas dos processos de condensação-evaporação;  $\theta_l$  e  $\theta_v$  são os teores volumétricos de água sob a forma líquida e sob a forma de vapor, respectivamente.

A equação de conservação da energia é obtida da primeira lei da termodinâmica. Desprezando as variações de energia potencial e cinética no sistema, e considerando o equilíbrio termodinâmico, tem-se:

$$\dot{Q} = \frac{dH}{dt} \quad (3)$$

onde  $H$  é a entalpia do sistema e  $\dot{Q}$  é o calor fornecido ao sistema, por unidade de tempo, pelo meio externo.

### Equações de transporte

O fluxo de água líquida no solo é descrito pela equação de Darcy generalizada:

$$\frac{q_l}{\rho_l} = -K \frac{\partial(h-z)}{\partial z} = -K \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \quad (4)$$

onde  $\rho_l$  é a massa específica da água líquida,  $z$  é a cota e  $K$  é a condutividade hidráulica do solo não saturado, que depende da umidade do solo e da temperatura, e as outras variáveis  $q_l$  e  $h$  já foram definidas anteriormente.

O transporte de água sob a forma de vapor é representado pela equação de Fick:

$$q_v = -D_v \frac{\partial \rho_v}{\partial z} \quad (5)$$

onde:  $D_v$  é o coeficiente de difusão do vapor de água no solo úmido, função do coeficiente de difusão molecular do vapor de água no ar e da geometria dos poros na matriz porosa;  $\rho_v$  é a massa específica do vapor de água, função do potencial matricial,  $h$ , e da temperatura,  $T$ .

O fluxo de calor no solo,  $q_h$ , é representado através da equação de condução de calor em um sólido.

$$q_h = -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \quad (6)$$

em que  $\lambda$  é a condutividade térmica do meio poroso, a qual depende da temperatura  $T$ , da umidade volumétrica,  $\theta$ , da densidade, da textura, da estrutura e da composição do solo.

**O sistema de equações**

O sistema de equações que compõe o modelo é finalmente obtido a partir de uma adequada manipulação das equações (1), (2), (3), (4), (5) e (6) e das seguintes hipóteses principais: o solo é um meio contínuo, poroso, indeformável e inerte; a umidade é composta das fases líquida (água nas formas livre, capilar ou adsorvida) e de vapor; assim como, existe equilíbrio termodinâmico entre as fases sólida, líquida e de vapor nos poros.

Na forma simbólica, o sistema é finalmente escrito, com a equação de transporte de umidade e a equação de transporte de calor

$$A_1 \frac{\partial h}{\partial t} + B_1 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( C_1 \frac{\partial h}{\partial z} + D_1 \frac{\partial T}{\partial z} + E_1 \right) \quad (7)$$

$$A_2 \frac{\partial h}{\partial t} + B_2 \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( C_2 \frac{\partial h}{\partial z} + D_2 \frac{\partial T}{\partial z} + E_2 \right) \quad (8)$$

onde, os termos  $A_1$ , dado em  $m^{-1}$ , e  $B_1$ , dado em  $K^{-1}$  são interpretados como sendo capacidades hidráulicas associadas, respectivamente, ao gradiente de potencial matricial e ao gradiente de temperatura.

$$A_1 = \left[ \left( 1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial h} \right]_T + \frac{\theta_v}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \bigg|_T \quad (9)$$

$$B_1 = \left[ \left( 1 - \frac{\rho_v}{\rho_l} \right) \frac{\partial \theta}{\partial T} \right]_h + \frac{\theta_v}{\rho_l} \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_h \quad (10)$$

onde  $\theta_v$  é o teor volumétrico de água sob a forma de vapor.

$\frac{\partial \rho_v}{\partial h} \bigg|_T$  e  $\frac{\partial \rho_v}{\partial T} \bigg|_h$  representam respectivamente a variação da massa específica de vapor de água com o potencial matricial considerando a temperatura constante e a variação da massa específica de vapor de água com a temperatura considerando o potencial matricial constante.

O termo  $A_2$ , dado em  $J.m^{-4}$ , é interpretado como sendo uma capacidade calorífica associada ao gradiente do potencial matricial, e  $B_2$ , dado em  $Jm^{-3}K^{-1}$ , uma capacidade calorífica associada ao gradiente de temperatura

$A_2 = \left[ L\theta_v \frac{\partial \rho_v}{\partial h} \right]_T - (\rho_l W + \rho_v L) \frac{\partial \theta}{\partial h} \bigg|_T \quad (11)$

$$B_2 = \left[ C^* + L\theta_v \frac{\partial \rho_v}{\partial T} \right]_h - (\rho_l W + \rho_v L) \frac{\partial \theta}{\partial T} \bigg|_h \quad (12)$$

onde:  $L$  é o calor latente de vaporização da água,  $W$  é a diferencial do calor de molhamento e  $C^*$  é a capacidade calorífica do meio poroso.

$\frac{\partial \theta}{\partial h} \bigg|_T$  e  $\frac{\partial \theta}{\partial T} \bigg|_h$  representam respectivamente a variação da umidade volumétrica com o potencial matricial considerando a temperatura constante e variação da umidade volumétrica com a temperatura considerando o potencial matricial constante.

O termo  $C_1$ , dado em  $ms^{-1}$ , é interpretado como sendo um coeficiente de condução da umidade associado ao gradiente de potencial matricial. O termo  $D_1$ , dado em  $m^2s^{-1}K^{-1}$ , é um coeficiente de difusão de umidade associado ao gradiente de temperatura.

$$C_1 = D_h = K + \frac{1}{\rho_l} D_{vh} \quad (13)$$

$$D_1 = D_T = D_{IT} + \frac{1}{\rho_l} D_{vT} \quad (14)$$

onde:  $D_h$  é a difusividade líquida ( $m.s^{-1}$ ) associada ao gradiente de potencial matricial;  $K$  é a condutividade hidráulica do solo não saturada ( $m.s^{-1}$ );  $D_{vh}$  é a difusividade do vapor associado ao gradiente de potencial matricial ( $kg.m^{-1}s^{-1}$ );  $D_T$  é a difusividade da umidade associada ao gradiente de temperatura;  $D_{IT}$  é a difusividade da água líquida associada ao gradiente de temperatura ( $m^2s^{-1}K^{-1}$ ) e  $D_{vT}$  é a difusividade do vapor associado ao gradiente de temperatura ( $kg.m^{-2}s^{-1}K^{-1}$ ).

O termo  $C_2$ , dado em  $Jm^{-2}s^{-1}$ , é interpretado como sendo um coeficiente de transporte de calor associado ao gradiente de potencial matricial, e o termo  $D_2$ , dado em  $Wm^{-1}K^{-1}$ , é interpretado como um coeficiente de transporte de calor associado ao gradiente de temperatura

$$C_2 = LD_{vh} \quad (15)$$

$$D_2 = \lambda^* = \lambda + LD_{VT} \quad (16)$$

onde  $\lambda$  é a condutividade térmica do solo e  $\lambda^*$  representa a condutividade térmica aparente do solo, a qual incorpora os efeitos devidos aos processos de convecção, evaporação e condensação do vapor da água dentro do poro (de Vries, 1963).

Finalmente, E1 e E2 são termos fonte, respectivamente, da equação de transferência de massa e da equação de transferência de calor.

## CONDIÇÕES DE CONTORNO

### Contorno inferior

A região do semi-árido do Cariri paraibano é caracterizada, entre outros fatores, por possuir solos relativamente rasos. A profundidade inferior máxima do solo é comumente limitada por uma camada rochosa de origem magmática, em estados variáveis de intemperismo, porém, geralmente impermeável. No local de estudo, a profundidade máxima de solo aproxima-se de 0,4m. Por este motivo, considerou-se que não existe fluxo de umidade na condição de contorno inferior ( $q_m = 0$ ).

Passerat de Silans et al. (2006), analisando resultados experimentais da variação da temperatura com a profundidade na estação experimental de São João do Cariri, observaram uma grande redução na amplitude diária da temperatura com o aumento da profundidade do solo. Nos períodos estudados, enquanto na superfície do solo a amplitude máxima diária superava 20°C, a 0,05m de profundidade, este valor não ultrapassou o valor de 5°C e a 15cm de profundidade é sempre inferior a 0,3°C.

O fato observado por estes autores, ocasionado pela baixa difusividade térmica do solo, sugere a possibilidade de simplificação na condição de contorno inferior: T constante, onde T é a temperatura estimada a partir dos valores médios experimentais observados a 15cm de profundidade.

### Contorno superior

Para a equação de transferência de calor, a condição de contorno superior é de segunda espécie. O fluxo de calor no solo, G, é medido e corrigido em função da diferença entre a condutividade térmica do solo e a condutividade térmica do poli-propileno que constitui o sensor (maiores detalhes em Passerat de Silans e Silva (2007)).

Para a equação de transferência de massa, a condição de contorno superior é também de segunda espécie. O fluxo de massa é dado pela quantidade de evaporada por segundo e por m<sup>2</sup>, EVAP.

Silva et al. (2002) demonstraram que os processos de troca de calor e vapor de água entre a superfície do solo e o topo da vegetação, na Caatinga em São João do Cariri, ocorrem, prioritariamente, através dos processos de convecção livre, justificando a possibilidade de aplicação da metodologia de Jacobs e Verhoef (1997), que utiliza o critério proposto por Gates (1980) para avaliar o tipo de convecção: convecção livre -  $Ra > 16Re^2$ ; convecção forçada -  $Ra < 0,1Re^2$ ; e convecção mista -  $0,1Re^2 < Ra < 16Re^2$ , onde  $Ra$  é o número de Rayleigh proposto por Kreith e Bohn (1986) na forma:

$$Ra = l^3 gb|\Delta T| Pr / \nu^2 \quad (18)$$

sendo,  $l$  um parâmetro associado à rugosidade da superfície, denominado comprimento horizontal característico, que para região de Caatinga em São João do Cariri foi estimado por Silva (2003) como sendo igual à distância média entre as ilhas de vegetação ( $l = 9,0m$ );  $g$  é a aceleração da gravidade;  $\Delta T$  é a diferença de temperatura entre a superfície do solo e o ar na altura do dossel;  $b$  é o coeficiente de expansão (para gases perfeitos o valor de  $b$  é igual ao inverso da temperatura absoluta,  $b=1/T$ );  $Pr$  é o número de Prandtl e  $\nu$  é a viscosidade cinemática do ar.

O número de Reynolds,  $Re$ , é definido conforme Jacobs e Verhoef (1997):

$$Re = (u l) / \nu \quad (19)$$

onde  $u$  é a velocidade do vento medida a 0,5 metro de altura da superfície do solo,  $l$  é o comprimento horizontal característico e  $\nu$  a viscosidade cinemática do ar.

Considerando a convecção livre, o número de Nusselt se escreve para representar as transferências de calor:

$$Nu = H_s l / \lambda \Delta T \quad (20)$$

Onde,  $H_s$  é o calor sensível do solo, dado em  $W.m^{-2}$  e  $\lambda$  é a condutividade térmica do ar em repouso em  $W.m^{-1}K^{-1}$ .

Para regiões de topografias planas, quando o número de Rayleigh for superior a  $10^7$ , o número de Nusselt pode ser calculado por (Kreith, 1977):

$$Nu = 0,14 Ra^{1/3} \quad (21)$$

Combinando as equações (18) e (21), tem-se uma relação para o cálculo do calor sensível do solo, a saber:

$$H_s = \left( 0,14 \lambda Ra^{1/3} \right) / l \quad (22)$$

Finalmente, combinando as equações (18) e (22), tem-se uma equação para cálculo do calor sensível independente do comprimento característico.

$$H_s = \left( 0,14 \lambda g^{1/3} b^{1/3} Pr^{1/3} \Delta T \right) / v^{2/3} \quad (23)$$

Ainda conforme Jacobs e Verhoef (1997), o calor latente de evaporação do solo,  $LE_s$  pode ser calculado utilizando a razão de Bowen,  $\beta_s$ :

$$\beta_s = H_s / L.E_{vap} \quad (24)$$

A razão de Bowen é dada pela expressão:

$$\beta_s = \gamma \frac{T_s - T_a}{e_s - e_a} \quad (25)$$

onde  $\gamma$  é a constante psicrométrica;  $T_a$  e  $e_a$  representam respectivamente a temperatura e a pressão de vapor no ar, na altura do dossel, enquanto  $T_s$  e  $e_s$  representam respectivamente a temperatura e a pressão de vapor no ar imediatamente em contato com a superfície do solo. Essa última é obtida admitindo continuidade e equilíbrio termodinâmico entre o ar na matriz porosa do solo e o ar atmosférico à superfície do solo.

Massman (1992) propôs calcular a razão de Bowen pela expressão:

$$\beta_s = c_w \beta_{s,e} \quad (26)$$

onde  $\beta_{s,e} = \gamma/s$  é a razão de Bowen de equilíbrio do solo,  $\gamma$  é a constante psicrométrica e  $s$  é a declividade da curva da pressão do vapor de saturação na tem-

peratura do solo, e  $c_w$  é o coeficiente da razão de Bowen do solo usado por Massman (1992), obtida para a região semi-árida do Sahel por Jacobs e Verhoef (1997):

$$c_w = 27,6 \exp(-29 \theta_5) \quad (27)$$

onde  $\theta_5$  é a umidade volumétrica do solo na camada de solo de 0 a 5cm de profundidade em  $m^3.m^{-3}$ .

Combinando-se as equações 22 e 24 obtém-se o valor do fluxo de massa à superfície do solo, onde o sinal negativo é colocado porque os fluxos dentro do solo são positivos quando dirigidos para baixo:

$$EVAP = - \left( 0,14 \lambda g^{1/3} b^{1/3} Pr^{1/3} \Delta T \right) / L \beta_s v^{2/3} \quad (28)$$

## PROCEDIMENTO NUMÉRICO

Dada a impossibilidade de solução puramente analítica do sistema representado pelas equações (7) e (8), utiliza-se o método numérico dos volumes finitos, através da integração espaço-temporal das equações diferenciais sobre o volume finito elementar, conforme descrito por Maliska (1999). A figura 3 apresenta um esquema da malha. As variáveis de estado do sistema, quais sejam,  $h$  e  $T$  são calculadas no centro de cada elemento. Na figura 3 ele é representado por  $P$ ,  $W$  ou  $E$  onde  $P$  é o elemento de cálculo atual,  $W$  o elemento anterior e  $E$  o elemento posterior. Por sua vez, os fluxos são calculados nas fronteiras de montante ( $w$ ) e de jusante ( $e$ ) do volume finito elementar de cálculo.

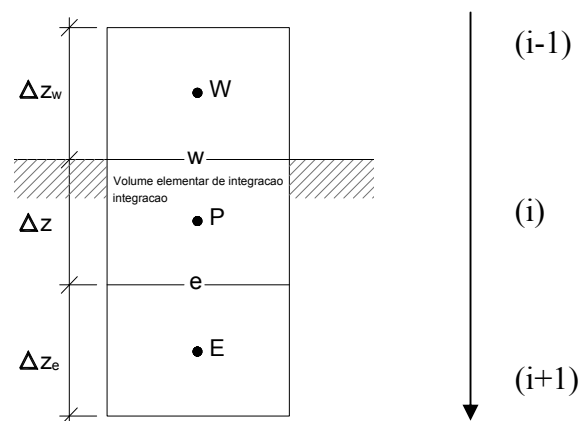


Figura 3 – Esquema da malha de discretização

Para a integração temporal um esquema semi-implícito foi escolhido com coeficiente de relaxação de 0,55. Maiores detalhes sobre a discretização das equações encontram-se em Werlang (2006). O método de cálculo é iterativo. Adotou-se o seguinte critério de convergência da solução:

$$\frac{(h(i) - h_{ant}(i))}{(h_{ant}(i))} < 0,002 \text{ e } \frac{(T(i) - T_{ant}(i))}{(T_{ant}(i))} < 0,001 \quad (29)$$

Tendo em vista a necessidade de descrever com maiores detalhes os gradientes de temperatura e de potencial matricial à superfície e na fronteira inferior do perfil vertical, uma malha irregular foi adotada. A distribuição de  $\Delta z$ , o tamanho do volume elementar de cálculo (figura 3), seguiu uma distribuição de Gauss.  $\Delta z$  é então mais fino próximo à superfície e à fronteira inferior e mais grosso no centro.

## RESULTADOS

O modelo foi aplicado ao período de 12 a 22 de Janeiro de 2002, que corresponde a um longo período de secagem do solo, iniciando com solo úmido. Nos dias 10 e 11, anteriores ao dia 12, choveu 14,8mm, num solo já úmido, pois na primeira semana de janeiro foi registrado 112mm. Posteriormente há este dia, não ocorreram chuvas com exceção do dia 17, quando caiu 2 mm em torno de meio dia.

A simulação foi efetuada considerando 120 volumes finitos elementares para a discretização do espaço vertical e um incremento de tempo  $\Delta T = 2s$ .

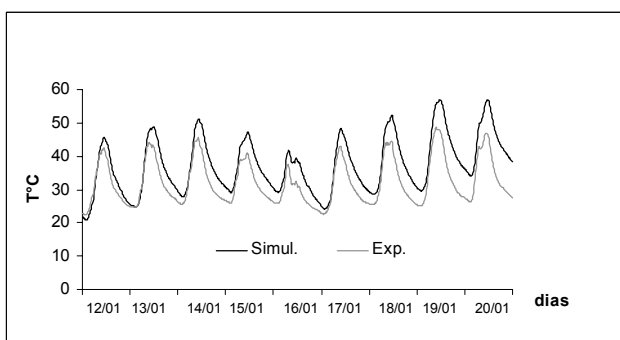


Figura 4 – Temperatura simulada e experimental na superfície do solo

A figura 4 compara os valores de temperatura à superfície, observados no campo durante este período e simulados pelo modelo. Nota-se na figura que nos três últimos dias de simulação os valores simulados distanciam-se dos valores observados. Vê-se mais adiante que o solo seca mais rápido na simulação do que ocorreu na realidade. Isto explica o motivo deste distanciamento.

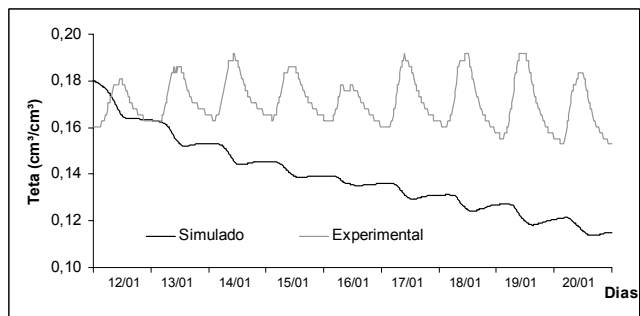


Figura 5 – Valores da umidade volumétrica simulados e experimentais

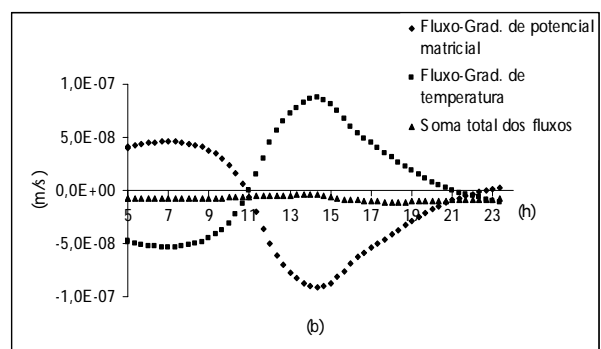
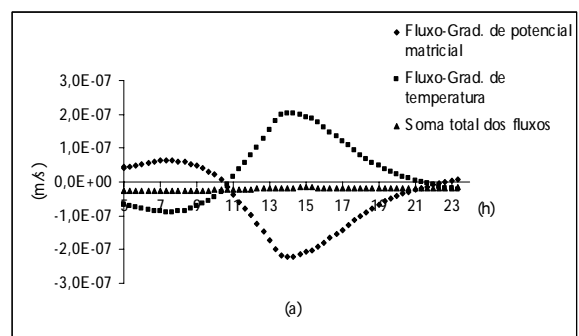
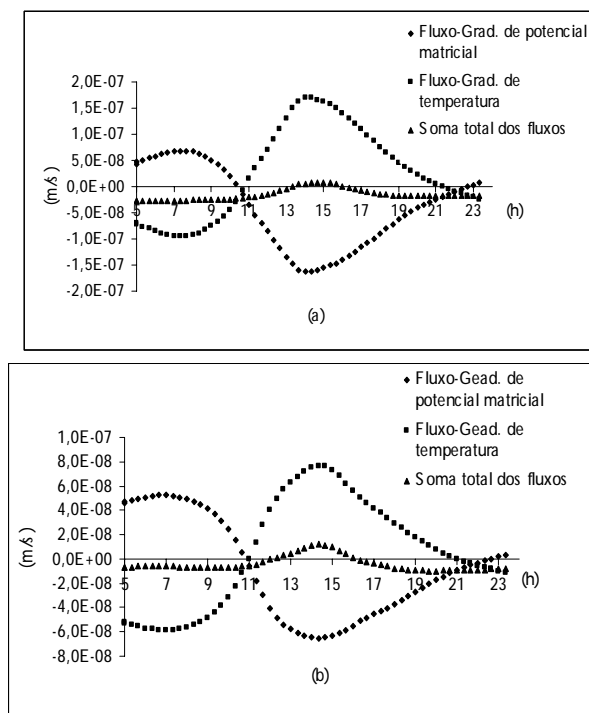


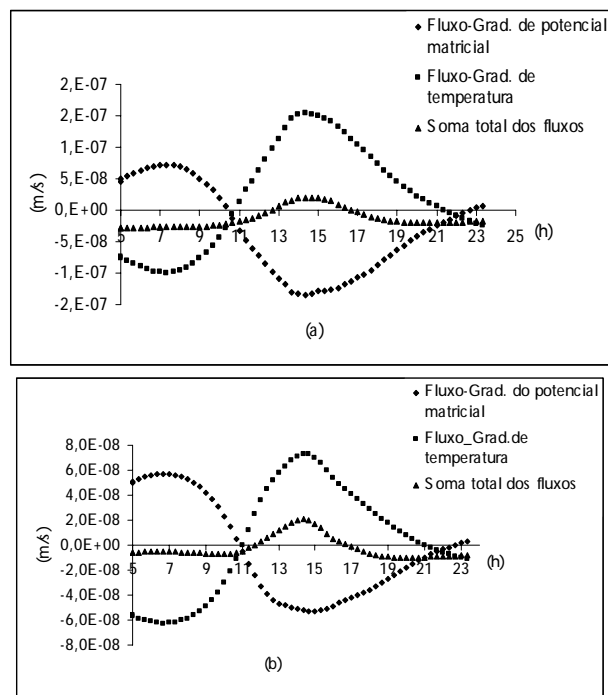
Figura 6 – Fluxos de água devidos ao gradiente de potencial matricial, ao gradiente de temperatura e total, a 5cm de profundidade. (a) no dia 15/01/2002, e (b) no dia 18/01/2002

Na figura 5, estão representados os valores simulados e observados experimentalmente da umidade volumétrica a 5cm de profundidade. Os eletrodos da sonda TDR foram dispostos horizontalmente a 2,5cm e 7,5cm de profundidade, fornecendo o valor médio da umidade nesta camada, o qual foi atribuído à profundidade média de 5cm.



**Figura 7 – Fluxos de água devidos ao gradiente de potencial matricial, ao gradiente de temperatura e total a 2 cm de profundidade. (a) no dia 15/01/2002, e (b) no dia 18/01/2002**

A simulação representa um processo de secagem bem mais rápido do que foi observado experimentalmente. Experimentalmente, o solo a 5cm de profundidade praticamente não seca, apesar de Passerat de Silans e Silva (no prelo) terem estimado a evaporação do solo em 1,6 mm/dia em média neste período pelo método do balanço hídrico de Vachaud et al. (1978). Observa-se também nesta figura, a forte reumidificação do solo nesta profundidade, motivo pelo qual ele não seca. Curioso é de constatar, como já assinalado em Passerat de Silans et al. (2003), que essa reumidificação ocorre nas horas as mais quentes do dia, isto é entre as 11:00 horas e as 17:00 horas.



**Figura 8 – Fluxos de água devidos ao gradiente de potencial matricial, ao gradiente de temperatura e total a 0,4 cm de profundidade. (a) no dia 15/01/2002, e (b) no dia 18/01/2002**

Nas figuras 6 e 7 são representados os fluxos de água (sob a forma líquida e vapor) calculados pelo modelo a 5cm de profundidade. Esses fluxos, como observado em Werlang (2006), resultam da combinação dos coeficientes de difusão da água  $C_1$  e  $D_1$  (equações 13 e 14) e dos gradientes respectivos de potencial matricial e de temperatura que agem em sentido inverso boa parte do período diurno.

Os fluxos são dirigidos para cima, ou seja, alimentam o processo evaporativo, quando o seu valor é negativo. Nos dois dias ilustrados, nota-se que, a 5cm de profundidade, durante o dia, o fluxo total de água é negativo, mas com um valor absoluto muito baixo, pois o fluxo devido ao gradiente de temperatura é positivo e muito próximo em valor absoluto do fluxo de água devido ao gradiente de potencial matricial. Os gradientes de temperatura freiam consideravelmente o processo de transferência vertical de água para a superfície. Nas figuras 7 e 8, representaram-se para os mesmos dias os fluxos de água simulados respectivamente a 2cm e 0,4cm de profundidade. Observa-se claramente o processo de reumidificação nessas profundidades devido ao efeito do gradiente de temperatura. Este processo é mais acentuado a 0,4 cm de profundidade, isto é



próximo à superfície, indicando que existe na camada superficial do solo, uma transferência de água dirigida para dentro do solo, ou seja, reumidificando o solo. No entanto os fluxos de água transferidos da superfície para o interior do solo, na camada superficial, são muito inferiores àqueles indicados pela reumidificação observada experimentalmente a 5cm. As observações experimentais e esses resultados, em menor grau, sugerem a possibilidade de reumidificação do solo por absorção pela matriz porosa do vapor de água do ar atmosférico à superfície. O modelo, na sua equação de transporte de energia, e o experimento, não foram desenvolvidos para se averiguar essa hipótese mas, Agan e Berliner (2005), já a tinham formulada a partir de observações detalhadas à superfície do solo de uma região árida do Negev em Israel Durante a noite e pela manhã, os fluxos simulados a 0,4cm, a 2cm e a 5cm são negativos, indicando que os mesmos são dirigidos para cima provocando certamente evaporação noturna.

Na figura 9, são representados os gradientes de temperatura no solo, observados e simulados pelo modelo. Esses gradientes são calculados pela diferença entre as temperaturas à superfície do solo e a temperatura a 5 cm de profundidade.

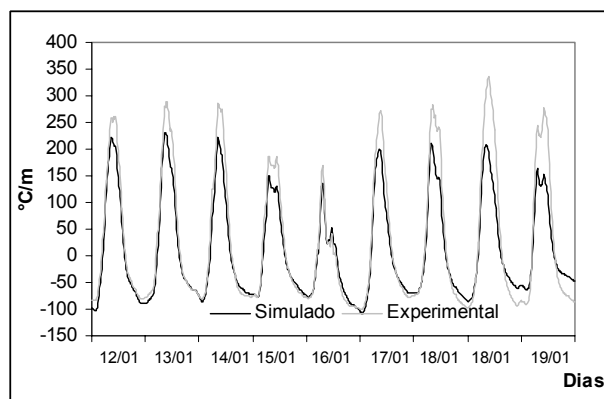


Figura 9 – Comparação entre os gradientes de temperatura simulados e observados

Durante o período diurno, os gradientes simulados são inferiores aos gradientes observados. Caso estivessem mais próximos, a reumidificação diurna, no modelo, que ocorreu apenas algumas horas de alguns dias, a 5cm de profundidade ocorreria com um padrão mais próximo das observações de campo.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

As transferências de calor e massa entre o solo e a atmosfera foram modeladas considerando um processo de convecção livre entre a superfície do solo e o ar na altura do dossel. Essa modelização se apoiou sobre os números de Nusselt e de Rayleigh para descrever o fluxo de calor sensível como descrito em Jacob e Verhoef (1997). Para o fluxo de massa, utilizou-se a razão de Bowen. Um modelo numérico baseado sobre a técnica dos volumes finitos foi desenvolvido para resolver o sistema de equações não lineares descrevendo as transferências no solo e na camada atmosférica entre o dossel e o solo. Os resultados do modelo mostraram uma boa aderência entre os valores de temperatura à superfície do solo, simulados e observados experimentalmente. Já para o teor de umidade volumétrica do solo a 5cm de profundidade, os resultados foram apenas razoáveis. De fato, nesta profundidade, o modelo mostra que o solo seca mais rapidamente do que foi observado experimentalmente.

Observam-se tanto nos resultados do modelo (a 0,4cm e 2cm de profundidade), como experimentalmente (a 5cm de profundidade), uma reumidificação do solo durante o dia, ou seja, durante o período onde as temperaturas são as mais altas. Este fato é interessante e muito importante para a compreensão do processo de evaporação naquela região, o qual como já assinalado em (Silva, 2003 e Passerat de Silans e Silva (2007) é muito mais lento que se imagina. Este fato encontrou parcialmente explicações na modelagem das transferências de massa no solo sob os efeitos dos gradientes de potencial matricial e de temperatura. Durante o dia, os fluxos de água sob a forma líquida e vapor devidos a esses gradientes são invertidos. Durante a simulação efetuada com o modelo, calcularam-se os fluxos de massa (água sob forma líquida e vapor) devidos respectivamente aos gradientes de potencial matricial e aos gradientes de temperatura. Os resultados mostram que os altos gradientes de temperatura devido à baixa difusividade térmica freiam os fluxos de água dirigidos para cima (ou seja, a evaporação) e chegam mesmo a invertê-los durante o dia (na camada do solo próximo à superfície). Este aspecto é menos acentuado nos resultados do modelo do que nas observações feitas experimentalmente. Para que essa inversão seja mais forte e mais duradoura, haveria necessidade da camada de solo acima dos 5 cm ser mais úmida do que aquela simulado pelo modelo. Agan e Berliner (2006) têm sugerido que em região semi-árida ocorre reumidificação da ca-

mada superficial do solo, ou pelo orvalho, ou por absorção do vapor de água do ar. No experimento Cariri, essa possibilidade não foi examinada experimentalmente, e o modelo não considera o que ocorre na atmosfera nas primeiras dezenas de centímetros acima do solo, logo, esta hipótese não pôde ser verificada. Haveria também necessidades de modificações na equação de transferência de calor para considerar a absorção do vapor de água pela matriz porosa. No entanto, o aspecto da curva de umidade experimental sugere que isto ocorre. A penetração da umidade mais profundamente no solo ocorreria então, como mostrado pelos fluxos calculados, devido aos gradientes de temperatura. O papel termodinâmico do solo sobre a dinâmica da água no solo do Cariri, por meio de uma baixa difusividade térmica, contribui de forma decisiva à conservação da água no solo, ora freando o processo de evaporação, ora, provavelmente, absorvendo vapor de água da atmosfera e transferindo-o para as camadas imediatamente abaixo da superfície.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao CNPq pelo financiamento desta pesquisa e ao CT-Hidro.e a CAPES para o financiamento dos estudos de doutorado dos dois últimos autores.

## REFERÊNCIAS

- AGAN, N. BERLINER, P.R. 2005. Dew formation and water vapor adsorption in semi-arid environments – A review. *Journal of Arid Environments*, v. 65, p. 572-590.
- ANTONINO, A. C. D., 1992. Modélisation des transferts de masse et de chaleur dans le système solplante-atmosphère. Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques hydrodynamiques du sol. *Tese Doutorado*, Universidade Joseph Fourier Grenoble I, Grenoble, France, 195 pp.
- DE VRIES, D.A. 1963. Thermal properties of soil. In *W.R. van Wijk* Ed., *Physics of plant environment*. North Holland, Amsterdam, 210-235.
- GATES, D.M., 1980. *Biophysical Ecology*. Springer-Verlag, New York, 611p.
- GOLDFARB, M. C., 2006. Contribuição da vegetação tipo caatinga nos processos de transferência de calor e massa no complexo solo-vegetação-atmosfera na região semi-árida de São João do Cariri. *Tese Doutorado*. Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 116p.
- JACOBS, A.F.G. & VERHOEF A., 1997. Soil evaporation from sparse natural vegetation estimated from Sherwood Numbers. *Journal of Hydrology* 188-189: 443-452.
- KREITH, F. 1977. Princípios da transmissão de calor. Tradução da 3ª edição americana. Ed. *Edgard Blucher Ltda.*, 550 p.
- MALISKA, C. R. 1999. Transferência de Calor e Mecânica dos Fluidos Computacional. *Editora LTC*, Rio de Janeiro – RJ.
- MASSMAN W.J.. 1992. A surface energy balance method for partitioning evapotranspiration data into plant and soil components for a surface with partial canopy cover. *Water Resources Res.*, 28: 1723-1732.
- MILLY, P.C.D., 1982. Moisture and heat transport in hysteretic inhomogeneous porous media: a matric head-based formulation and a numerical model. *Water Resour. Res.*, 18: 489-498.
- PASSERAT DE SILANS, A., 1986. Transferts de masse et de chaleur dans un sol stratifié soumis à une excitation atmosphérique naturelle. Comparaison modèle-expérience. *Tese Doutorado*. Institut National Polytechnique de Grenoble, Grenoble, França, 205 pp.
- PASSERAT DE SILANS, A.M.B. 1989. Determinação das propriedades termodinâmicas de um solo in loco. *Report 404015/86-7. CNPq Brasil*, 18 pp.
- PASSERAT DE SILANS, A.M.B. & SILVA, F.M. 2003. Bilans énergétique et hydrique en une région semi-aride dominée par la Caatinga. In: *CONFÉRENCE INTERNATIONALE: Hydrologie des régions méditerranéennes et semi-arides*. Montpellier. Proceedings, Montpellier. CD ROM
- PASSERAT DE SILANS, A. M. B. SILVA, F.M. BARBOSA F. A. R., 2006. Determinação In Loco Da Difusividade Térmica Num Solo Da Região De Caatinga-Pb, *Revista brasileira de Ciência dos Solos – RBCS* Vol. 30(1): pp41-48.
- PASSERAT DE SILANS, A. M. B. SILVA, F.M. 2007. Fluxo de calor sensível e evapotranspiração na Caatinga: Estudo experimental. *Revista Brasileira de recursos Hídricos – RBRH*, Vol 12(1): pp. 177-188.
- SILVA, DA F. M., ALENCAR, R.I. S. De, SILANS, A.M.B.P. De, BARBOSA, F. DE A. Dos R. 2002. Modelo Convectivo Para Transferência De Calor Na Camada Limite De Um Escoamento Na Região De Caatinga/Pb // *congresso Nacional de Engenharia Mecânica - João Pessoa - PB*
- SILVA, F. M., 2003. Estudo Teórico-Experimental dos Balanços Energético, Radiativo e Hídrico no Complexo Solo-Vegetação-Atmosfera em Região de Caatinga. *Tese Doutorado*. João Pessoa, Paraíba.

- WERLANG, L. M. PASSERAT DE SILANS, A GOLDFARB, M.C.; SILVA, F.M.Da; BARBOSA, F.A.R. 2005. Características físicas e hídricas de um solo típico da região semi-árida. XVI *Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. João Pessoa-PB.
- WERLANG, L. M. 2006. Transferência de massa e calor no complexo solo-vegetação-atmosfera: sensibilidade do modelo à variabilidade espacial da condutividade térmica do solo. *Tese Doutorado*. Universidade Federal da Paraíba, João Pessoa, 145p.
- VACHAUD, G., DANCETTE, C., SONKO, M., THONY, J.L., 1978. Méthodes de caractérisation hydrodynamique in situ d'un sol non saturé: application à deux types de sol du Sénégal en vue de la détermination des termes du bilan hydrique. *Annales agronomiques*, 29: 1-36.

### ***Development of a Svats Model For The Semi-Arid Region of the Cariri in Paraíba***

#### **ABSTRACT**

*This paper shows a heat and water transfer model from the soil to the atmosphere. This model is the first column of a SVATs model for the semi-arid region of Cariri. The physical model is based on heat and mass conservation and transport equations with the calculus procedures of Milly (1982) e Passerat de Silans (1986). In the atmosphere, transfer processes are due to free convection and are calculated with the Nusselt number and the Bowen ratio. The numerical solution of the physical equations system is given by the finite volume method. Results show a good agreement between the simulated and observed soil surface temperatures, but the simulation shows a soil drying process much more intensive than observed. In fact, the experimental observations show that the soil dries very slowly at 5cm depth, due to a diurnal rewetting process. The model explains that this rewetting process occurs due to the strong temperature gradients near the soil surface. They are due to the low soil thermal diffusivity coefficient. Thus the thermodynamics behavior of the soil is, in part, responsible for the soil water conservation due to the low natural evaporative process. Simultaneous observations of the experimental rewetting and of the diurnal water fluxes simulated by the model at 0.2cm and 2cm suggest that absorption of the atmospheric water vapor content can occur at the soil surface.*

*Key-words : SVATs model, heat and water transfer in the soil, semi-arid region of Cariri, thermal diffusivity of the soil.*