

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA  
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA

ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE ENERGIA  
SUPERFICIAIS UTILIZANDO O MODELO DE  
SUPERFÍCIE NOAH MODIFICADO PARA  
CULTURAS ALAGADAS

TESE DE DOUTORADO

Andréa Ucker Timm

Santa Maria, RS, Brasil

2011

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE ENERGIA SUPERFICIAIS  
UTILIZANDO O MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH  
MODIFICADO PARA CULTURAS ALAGADAS**

**por**

**Andréa Ucker Timm**

Tese apresentada ao Curso de Doutorado do Programa de Pós-Graduação em Física, Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e Suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para a obtenção do grau de **Doutora em Física.**

**Orientador: Prof. Dr. Gervásio Annes Degrazia  
Co-Orientadora: Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Débora Regina Roberti**

**Santa Maria, RS, Brasil**

**2011**

**Universidade Federal de Santa Maria  
Centro de Ciências Naturais e Exatas  
Programa de Pós-Graduação em Física**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,  
aprova a Tese de Doutorado

**ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE ENERGIA SUPERFICIAIS  
UTILIZANDO O MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH  
MODIFICADO PARA CULTURAS ALAGADAS**

elaborada por  
**Andréa Ucker Timm**

como requisito parcial para obtenção do grau de  
**Doutora em Física**

**COMISSÃO EXAMINADORA:**

**Gervásio Annes Degrazia, Dr. (UFSM)**  
(Presidente/Orientador)

**Débora Regina Roberti, Dr<sup>a</sup>.(UFSM)**  
(Co-Orientadora)

**Otávio Costa Acevedo, Dr.(UFSM)**

**Nelson Luís da Costa Dias, Dr.(UFPR)**

**Luis Gustavo Gonçalves de Gonçalves, Dr.(CPTEC/INPE)**

Santa Maria, 12 de Agosto de 2011.

*Aos meus pais Osmar e Elinda, pela educação dada e pelo apoio constante, e ao meu noivo Jardel.*

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a todas as pessoas que, de uma forma ou de outra, colaboraram para a realização deste trabalho e, em particular:

- Ao professor Gervásio Annes Degrazia, meu orientador e pessoa de especial notoriedade tanto pessoal quanto profissional, também pelo grande incentivador e amigo que tem sido.

- De forma especial, à Débora, co-orientadora e amiga, pelos conhecimentos transmitidos, conselhos, dedicação e oportunidades que me ofereceu.

- Ao Dr. Luis Gustavo G. de Gonçalves que incentivou a realização deste trabalho através de importantes sugestões e contribuições.

- Aos meus pais, em especial, pelo carinho, incentivo e apoio em todos os momentos da minha vida. Parte desta conquista devo a vocês!

- Ao meu noivo Jardel, pelo amor, carinho e compreensão. Saiba que você faz parte da minha vida, mesmo estando longe em muitos momentos.

- Aos meus colegas e amigos do Laboratório de Micrometeorologia e também do curso e programa de pós-graduação em Meteorologia. Em especial aos amigos que conquistei desde quando cheguei a Santa Maria em 2005, pelo carinho, incentivo, palavras acolhedoras, pelos momentos de descontração e pela eterna amizade.

- A todos os meus amigos que em vários momentos ajudaram-me com palavras ou simplesmente com sua presença.

- Aos professores do Laboratório de Micrometeorologia e Programa de Pós-Graduação em Física, que colaboraram para a minha formação.

- À Coordenação e funcionários do Curso que sempre estiveram a disposição para solucionar eventuais problemas surgidos.

- À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo suporte financeiro.

- A Deus, por sempre me dar força diante das dificuldades e por ter me permitido dar mais um passo na caminhada da minha vida.

*Tentar e falhar é, pelo menos, aprender.  
Não chegar a tentar é sofrer a inestimável  
perda do que poderia ter sido.*

Geraldo Eustáquio

## RESUMO

Tese de Doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Física  
Universidade Federal de Santa Maria

### **ESTIMATIVA DOS FLUXOS DE ENERGIA SUPERFICIAIS UTILIZANDO O MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH MODIFICADO PARA CULTURAS ALAGADAS**

AUTOR: ANDRÉA UCKER TIMM

ORIENTADOR: GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA

CO-ORIENTADORA: DÉBORA REGINA ROBERTI

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 12 de Agosto de 2011.

No presente trabalho, quantifica-se a distribuição sazonal e anual das componentes do balanço de energia (fluxos de calor sensível, latente, do solo e saldo de radiação) em um ecossistema de arroz irrigado por inundação localizado no Sul do Brasil para três períodos distintos ao longo do ano (Pousio 1: 22Jul2003 a 24Nov2003; Arroz: 25Nov2003 a 04Abr2004 e Pousio 2: 05Abr2004 a 21Jul2004). Além disso, é utilizado o Modelo de Superfície Noah (*Noah LSM*) com o objetivo de estimar os fluxos de energia superficiais. Um dos desafios mais importantes é a implementação de uma nova versão do *Noah LSM* aplicado para áreas agrícolas alagáveis chamado *Noah-Paddy*. A estabilização dos modelos foi realizada utilizando dados de forçantes atmosféricas do *South American Land Data Assimilation System (SALDAS)* para o período de 22Jul2000 a 21Jul2003. Os modelos foram executados usando dados de forçantes atmosféricas observados obtidos a partir da torre micrometeorológica instalada sobre uma cultura de arroz irrigado por inundação localizada em Paraíso do Sul - RS. As condições iniciais foram obtidas a partir do último passo de tempo do experimento *spin-up* realizado com os dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS*. O desempenho dos modelos estudados foi comparado com dados experimentais de fluxos de energia superficiais. A partir dos resultados obtidos pela simulação do *Noah LSM* verifica-se que, quando a cultura do arroz está irrigada, o modelo não representa satisfatoriamente os dados experimentais. Porém, utilizando o *Noah-Paddy* as trocas de energia superficiais são representadas de forma mais realísticas para o sistema superfície-água-atmosfera. A contribuição mais importante realizada neste trabalho foi a descrição dos diferentes

processos físicos originados pela presença de uma massa de água entre a superfície do solo e a atmosfera. Esse sistema físico ocorre sempre em culturas agrícolas alagadas nas quais as plantações de arroz são predominantes.

Palavras-chave: Modelo de interação superfície-atmosfera; Fluxos de energia superficiais; Evapotranspiração.



# ABSTRACT

Tese de doutorado  
Programa de Pós-Graduação em Física  
Universidade Federal de Santa Maria

## **SURFACE ENERGY FLUXES ESTIMATES USING NOAH LAND SURFACE MODEL MODIFIED FOR FLOODING CROPS**

AUTHOR: ANDRÉA UCKER TIMM

ADVISER: GERVÁSIO ANNES DEGRAZIA

CO-ADVISER: DÉBORA REGINA ROBERTI

Local and Date: Santa Maria, August 12th, 2011.

The following study quantifies the seasonal and annual distribution of energy balance components (sensible heat fluxes, latent, soil, and net radiation) in this flooded irrigated rice ecosystem in Southern Brazil for three different periods (Fallow 1: 22 July 2003 to 24 November 2003; Rice: 25 November 2003 to 04 April 2004 and Fallow 2: 05 April 2004 to 21 July 2004). In addition, it has been applied the Noah Land Surface Model with the objective of estimating the surface energy fluxes. An important challenge is to implement a new version of Noah Land Surface Model applied to flooded agricultural land called Noah-Paddy. The stabilization of the models has been performed using the atmospheric forcing data obtained from South American Land Data Assimilation System (*SALDAS*) for the period 22 July 2000 to 21 July 2003. The models were simulated using the observed atmospheric forcing from a micrometeorological tower installed on a flooded irrigated rice paddies located in the city of Paraíso do Sul - RS. The initial conditions were obtained from the last time step of the spin-up experiment performed with atmospheric forcing data of *SALDAS*. The models results were compared with experimental data for surface energy fluxes. From the simulated results generated by the Noah Land Surface Model, it seems that when the rice crop is flooded, the model does not satisfactorily represents the experimental data. However, using the Noah-Paddy model the components of surface energy balance are more realistic for the system surface-water-atmosphere. The most important contribution performed in this research was to describe the different physical processes originated by the presence of a body of water between the soil surface and the atmosphere. This physical system occurs always in flooded agricultural crops in

wich the rice paddies field are predominant.

Key-words: Land Surface Model; Surface energy fluxes; Evapotranspiration.

# Lista de Figuras

2.1	Esquema do Modelo de Superfície Noah (Fonte: Adaptado <a href="http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php">http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php</a> ). . . . .	30
2.2	Esquema do Modelo <i>Noah-Paddy</i> (Fonte: Adaptado <a href="http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php">http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php</a> ). . . . .	38
3.1	Localização do município de Paraíso do Sul - RS. . . . .	42
3.2	Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental em Paraíso do Sul - RS. . . . .	43
3.3	Sistema de covariância de vórtices: anemômetro sônico e analisador de gás infravermelho de caminho aberto. . . . .	43
4.1	Valores diários médios das condições ambientais e umidade volumétrica do solo durante o período de estudo (22Jul2003 a 21Jul2004). (a e b) Temperatura do ar e umidade relativa; (c e d) velocidade do vento e déficit de pressão de vapor; (e e f) precipitação e umidade volumétrica na profundidade de 20 cm. . . . .	55
4.3	Diagrama de dispersão da energia disponível ( $R_n$ ) versus a soma dos fluxos de calor sensível (H), latente (LE) e de calor no solo ( $F_g$ ) para (a) Pousio 1; (b) Arroz e (c) Pousio 2. A linha vermelha tracejada representa o ajuste linear dos dados. Para referência a linha 1:1 também é mostrada (linha preta sólida). . . . .	58

4.2	Ciclo diário médio das componentes do balanço de energia e energia residual ( $R_n - (H+Le+Fg)$ ) calculados para (a, b) Pousio 1: 22Jul2003 a 24Nov2003; (c, d) Arroz: 25Nov2003 a 04Abr2004 e (e,f) Pousio 2: 05Abr2004 a 21Jul2004. . . . .	58
4.4	Média diária da temperatura do solo observada a 5 cm de profundidade para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	59
4.5	Razão de Bowen para o sítio de Paraíso do Sul - RS para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	59
4.6	Média semanal da evapotranspiração (ET), evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) dada em mm/dia e precipitação semanal acumulada em mm para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004 para o sítio de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	61
4.7	Variação diária do coeficiente de cultura $K_c = ET/ET_o$ para o ciclo do arroz em Paraíso do Sul - RS. . . . .	64
5.1	(a) Comparação da precipitação mensal média observada e dados do <i>SALDAS</i> (mm/dia) como uma função do tempo e (b) precipitação total diária (mm/dia) para a região de Paraíso do Sul. . . . .	67
5.2	Raiz quadrada do erro médio quadrático (REMQ) para a precipitação mensal média expressa em mm/dia. . . . .	67
5.3	Médias (a) diárias e (b) mensais da radiação de onda curta incidente ( $W/m^2$ ) para o período de julho de 2003 a julho de 2004. . . . .	68
5.4	Média mensal do viés (barras) e REMQ (linha) para a radiação de onda curta incidente em $W/m^2$ . . . . .	69
5.5	Média diária da temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) (linhas) e coeficiente de correlação mensal (barras) para o período de julho de 2003 a julho de 2004. . . . .	71

5.6	Viés da temperatura média mensal (barras) e REMQ (linha) em °C para o período de julho de 2003 a julho de 2004. . . . .	71
5.7	Média diária da umidade específica (g/kg) (linhas) e coeficiente de correlação mensal (barras) para o período de julho de 2003 a julho de 2004.	72
5.8	Viés da umidade específica mensal média (barras) e REMQ (linha) em g/kg para o período de período de julho de 2003 a julho de 2004. . . .	72
5.9	Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Primeira camada. . . . .	75
5.10	Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Segunda camada. . . . .	75
5.11	Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Terceira camada. . . . .	76
5.12	Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Quarta camada. . . . .	76
5.13	Impacto da umidade volumétrica do solo inicial para duas diferentes inicializações da umidade volumétrica, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Fluxo de calor sensível para o período de uma semana. . . . .	77
5.14	Impacto da umidade volumétrica do solo inicial para duas diferentes inicializações da umidade volumétrica, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Fluxo de calor latente para o período de uma semana. . . . .	77
5.15	(a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	79

5.16	(a) Fluxo de calor latente obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	80
5.17	(a) Fluxo de calor no solo obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	81
5.18	(a) Saldo de radiação obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	83
5.19	Média diária da temperatura do solo observada versus simulada para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	84
5.20	Médias diárias do valores simulados e observados da umidade volumétrica do solo para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS. . . . .	86
5.21	Médias diárias do valores simulados e observados da umidade volumétrica do solo para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS para as camadas saturadas. . . . .	88
5.22	(a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	89
5.23	Fluxo de calor sensível obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	90

5.24	Fluxo de calor sensível obtido a partir do <i>Noah LSM</i> versus dados observados e seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente. . . . .	90
5.25	(a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do <i>Noah LSM</i> e <i>Noah-Paddy</i> versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo <i>Noah-Paddy</i> . . . . .	94
5.26	(a) Fluxo de calor latente obtido a partir do <i>Noah LSM</i> e <i>Noah-Paddy</i> versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo <i>Noah-Paddy</i> . . . . .	94
5.27	(a) Fluxo de calor no solo obtido a partir do <i>Noah LSM</i> e <i>Noah-Paddy</i> versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo <i>Noah-Paddy</i> . . . . .	95
5.28	(a) Saldo de radiação obtido a partir do <i>Noah LSM</i> e <i>Noah-Paddy</i> versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo <i>Noah-Paddy</i> . . . . .	95
5.29	Média diária da temperatura do solo observada versus simulada para o sítio experimental de Paraíso do Sul-RS. . . . .	96
5.30	Médias diárias dos valores simulados e observados da umidade volumétrica para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS para as camadas saturadas. . . . .	97

# Lista de Tabelas

4.1	Médias do ciclo diário das componentes do balanço de energia para os três períodos (Pousio 1, Arroz e Pousio 2). . . . .	56
4.2	Índice de área foliar (IAF) e média semanal da evapotranspiração (ET) e evapotranspiração de referência (ET <sub>o</sub> ) para o ciclo do arroz. . . . .	62



# Lista de Abreviaturas e Siglas

CPTEC	- Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
DSA	- Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
FAO	- Food and Agriculture Organization
GEWEX	- Global Energy and Water Cycle Experiment
GOES	- Geostationary Operational Environmental Satellite
GPCC	- Global Precipitation Climatology Centre
GSFC	- Goddard Space Flight Center
HDF	- Hierarchical Data Format
HSB	- Hydrological Sciences Branch
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
LAI	- Leaf Area Index
LDAS	- Land Data Assimilation System
LSM	- Land Surface Model
MDV	- Mean Diurnal Variation
MGCPNT	- Modelos Globais de Clima e Previsão Numérica do Tempo
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NESDIS	- National Environmental Satellite Data and Information Service
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
OHD	- Office of Hydrological Development
OSU	- Oregon State University
PILPS	- Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes
RPSAS	- Regional Physics-space Statistical System
SALDAS	- South American Land Data Assimilation System
SARR	- South American Regional Reanalysis
TRMM	- Tropical Rainfall Measuring Mission
WMO	- World Meteorological Organization

# Lista de Símbolos

$B_c$	- parâmetro de resistência do dossel
$c_p$	- calor específico do ar à pressão constante
$C$	- capacidade térmica do solo
$C_h$	- coeficiente de instabilidade
$C_w$	- capacidade térmica da água
$d_{zi}$	- espessura da $i$ th camada do solo
$D$	- profundidade
$D(\theta)$	- difusividade hidráulica do solo
$e_a$	- pressão parcial de vapor
$e_T^*$	- pressão de saturação de vapor a temperatura $T$
$E$	- evaporação total
$E_c$	- evaporação da precipitação interceptada pelo dossel da vegetação
$E_{dir}$	- evaporação direta a partir da superfície do solo
$E_p$	- evaporação potencial
$E_t$	- transpiração da vegetação
$ET_c$	- evapotranspiração da cultura
$ET_o$	- evapotranspiração de referência
$F_c$	- densidade de fluxo da variável $c$
$F_\theta$	- fontes e sumidouros de água no solo
$F_g$	- fluxo de calor no solo
$H$	- fluxo de calor sensível
$I$	- infiltração na superfície
$K$	- condutividade hidráulica
$K_c$	- coeficiente de cultura
$K_t$	- condutividade térmica do solo
$L \uparrow$	- radiação terrestre de onda longa ascendente
$L \downarrow$	- radiação de onda longa incidente na superfície
$LE$	- fluxo de calor latente

$L_v$	- calor latente de vaporização
$P$	- precipitação total
$P_d$	- precipitação não interceptada pelo dossel
$q_a$	- umidade específica do ar
$q_s(T_a)$	- umidade específica de saturação a temperatura $T_a$
$R_1$	- escoamento na superfície ( <i>runoff</i> )
$R_c$	- resistência aerodinâmica do dossel
$R_{cmin}$	- mínima resistência estomática
$R_{cmax}$	- máxima resistência estomática
$RC_s$	- efeito da radiação solar incidente
$RC_{solo}$	- efeito da umidade do solo
$RC_Q$	- efeito do déficit de pressão de vapor
$RC_T$	- efeito da temperatura do ar
$R_g$	- radiação global incidente
$R_{gl}$	- radiação global incidente limite
$R_n$	- saldo de radiação
$RS_{MIN}$	- valor mínimo permitido para a resistência estomática
$S$	- capacidade máxima de água armazenada no dossel
$S \uparrow$	- radiação de onda curta refletida
$S \downarrow$	- radiação de onda curta incidente na superfície
$q_s(T_a)$	- taxa de pressão de vapor saturado na temperatura $T_a$
$T$	- temperatura do solo
$T_a$	- temperatura do ar
$T_{ref}$	- temperatura de referência
$T_s$	- temperatura na interface superfície-atmosfera
$T_w$	- temperatura da água
$u_2$	- velocidade do vento a 2m de altura
$u_z$	- velocidade do vento na altura $z$ acima da superfície
$w$	- componente vertical da velocidade do vento
$\bar{w}$	- média da variável $w$

- $w'$  - flutuação turbulenta da variável  $w$   
 $\overline{w'c'}$  - covariância entre as flutuações de  $w$  e  $c$   
 $W_c$  - conteúdo de água interceptado pelo dossel da vegetação  
 $z$  - altura acima da superfície  
 $z_{root}$  - espessura da camada mais profunda que contém raízes

### **Símbolos Gregos:**

- $\alpha$  - albedo da superfície  
 $\beta$  - razão do Bowen  
 $\Delta$  - inclinação da curva de umidade específica de saturação  
 $\epsilon$  - emissividade da superfície  
 $\epsilon_a$  - emissividade da atmosfera  
 $\gamma$  - constante psicrométrica  
 $\lambda$  - condutividade térmica durante o período irrigado  
 $\rho_o$  - densidade do ar  
 $\sigma$  - constante de Stefan-Boltzmann  
 $\sigma_f$  - fração de cobertura de vegetação verde (*green vegetation fraction*)  
 $\theta$  - umidade volumétrica  
 $\theta_k$  - umidade volumétrica na camada  $k$   
 $\theta_{ref}$  - umidade volumétrica de referência  
 $\theta_{wlt}$  - ponto de murcha

# Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b>	<b>22</b>
<b>2</b>	<b>Modelo de Superfície</b>	<b>28</b>
2.1	Descrição do <i>Noah LSM</i> . . . . .	28
2.1.1	Hidrologia do modelo . . . . .	32
2.1.2	Termodinâmica do modelo . . . . .	35
2.2	Adaptação do <i>Noah LSM</i> para culturas alagadas . . . . .	37
<b>3</b>	<b>Descrição do Sítio Experimental e Dados Utilizados</b>	<b>41</b>
3.1	Sítio experimental . . . . .	41
3.2	Método de covariância de vórtices turbulentos . . . . .	45
3.3	Preenchimento dos dados . . . . .	47
3.4	Equação de Penman-Monteith da FAO e coeficiente de cultura ( $K_c$ ) . . . . .	48
3.5	Dados do <i>SALDAS</i> . . . . .	49
3.6	Configuração do modelo . . . . .	51
<b>4</b>	<b>Resultados Experimentais</b>	<b>54</b>
4.1	Condições ambientais . . . . .	54
4.2	Balanco de energia . . . . .	55
4.3	Evapotranspiração . . . . .	60

4.4	Coeficiente de cultura $K_c$ . . . . .	63
<b>5</b>	<b>Resultados do Modelo</b>	<b>65</b>
5.1	Validação dos dados do <i>SALDAS</i> . . . . .	65
5.2	<i>Spin-up</i> . . . . .	73
5.3	Resultados do Modelo de Superfície Noah . . . . .	78
5.3.1	<i>Noah LSM</i> . . . . .	78
5.3.2	<i>Noah LSM</i> - camadas saturadas . . . . .	86
5.3.3	<i>Noah-Paddy</i> . . . . .	91
<b>6</b>	<b>Conclusões e Recomendações</b>	<b>98</b>
<b>6</b>	<b>Referências Bibliográficas</b>	<b>101</b>

# Capítulo 1

## Introdução

O arroz (*Oryza sativa L.*) constitui o alimento básico de cerca da metade da população mundial. Aproximadamente 150 milhões de hectares são cultivados anualmente com arroz no mundo, com uma produção total aproximada de 590 milhões de toneladas, sendo que mais de 75% desta produção é oriunda do sistema de cultivo irrigado. O Brasil está entre os dez principais produtores mundiais de arroz, destacando-se como o maior produtor fora do continente Asiático, com cerca de 13 milhões de toneladas de arroz produzidas anualmente em 2,8 milhões de hectares (safra 2010/2011) (CONAB, 2011).

O estado do Rio Grande do Sul é responsável por mais de 60% do arroz produzido no Brasil com cerca de 40% do total da área brasileira utilizada para este cultivo. Quase a totalidade da área utilizada nesse estado para o cultivo de arroz, mais de um milhão de hectares, foram originalmente áreas de várzeas alagáveis de rios. Nesse sistema predomina o cultivo com irrigação controlada, com semeadura feita em solo seco. A irrigação (camada contínua de 5 - 10 cm de água acima da superfície do solo) inicia no perfilamento (aproximadamente 30 dias após a semeadura) e é mantida até cerca de 15 dias antes da colheita, ou seja, durante a maior parte da estação de crescimento a superfície do solo permanece coberta com uma lâmina de água (STRECK et al., 2011). A semeadura é realizada entre os meses de outubro e novembro e a colheita entre os meses de março e abril. De abril a outubro, essas áreas são mantidas em pousios, permanecendo a superfície coberta apenas com resíduos da cultura e plantas que nascem espontaneamente. Esse calendário para a produção de arroz é diferente do

predominante em muitas áreas da Ásia, onde o arroz é produzido em duas safras ao ano (TSAI et al., 2007).

Um ecossistema de arroz irrigado por inundação é muito diferente de qualquer outro ecossistema de culturas, não-irrigado ou mesmo irrigado, de terras altas (planaltos). Isso ocorre devido à disponibilidade de água que afeta as componentes do balanço de energia na superfície (MARUYAMA e KUWAGATA, 2010; TSAI et al., 2007). Estudos relacionados às trocas de energia entre culturas de arroz irrigado por inundação e a atmosfera ainda são escassos. Portanto, compreender e descrever a variabilidade da partição de energia sobre culturas de arroz irrigado é fundamental para a descrição correta e melhor desempenho dos modelos de interação superfície-atmosfera (também chamados de modelos de superfície) em regiões alagáveis e em estudos de mudanças climáticas. Áreas agrícolas com irrigação por inundação normalmente não são representadas em tais modelos (FOLEY et al., 1996; EK et al., 2003). Além disso, as altas taxas de evapotranspiração em áreas agrícolas podem ser um importante fator que influencia o clima regional (SUYKER e VERMA, 2009).

Informações sobre a evapotranspiração (ET) são importantes para o melhor entendimento dos ciclos hidrológicos, assim como do balanço de energia na superfície nos diferentes ecossistemas tanto agrícolas como outros. A evapotranspiração é geralmente a maior componente do balanço hídrico (SUYKER e VERMA, 2008). Além disso, a evapotranspiração é também o maior consumidor de energia solar disponível especialmente em áreas agrícolas irrigadas, as quais consomem 60 - 80% do saldo de radiação durante o ciclo da cultura. Este processo é controlado por vários fatores ambientais e biofísicos incluindo umidade no solo, condutância do dossel, área foliar, saldo de radiação, temperatura, déficit de pressão de vapor e velocidade do vento (WILSON e BALDOCCHI, 2000).

Em culturas de arroz irrigado, a ET é uma componente importante do consumo de água. Assim, estimar corretamente o valor da ET é fundamental, especialmente, em estudos de avaliação da eficiência e gerenciamento dos recursos hídricos, principalmente em áreas de arroz irrigado, onde o consumo de água é de 2 - 3 vezes maior que em outros cereais cultivados em terras altas (VU et al., 2005). A maioria dos estudos sobre evapotranspiração em culturas agrícolas são realizados durante um curto



período de tempo, ou seja, somente durante o ciclo da cultura. No entanto, a contribuição do período de pousio sobre a evapotranspiração anual e sua variabilidade não tem sido avaliada, principalmente em culturas de arroz irrigado que apresentam um longo período de pousio como na região sul do Brasil. Estudos recentes têm apontado a importância dos períodos de pousios em relação aos fluxos de energia e água em ecossistemas agrícolas (KUCCHARIC e TWINE, 2007).

O aumento do interesse no comportamento de culturas agrícolas, combinado com avanços no método da covariância dos vórtices turbulentos, tem incentivado o desenvolvimento de estudos experimentais sobre o comportamento dos fluxos de energia em culturas agrícolas. O sítio de Paraíso do Sul foi o primeiro a monitorar de forma contínua os fluxos de energia e massa, forçantes atmosféricas e conteúdo de água no solo sobre uma cultura de arroz irrigado por inundação, ao longo de um ano, na América do Sul. Portanto, nesta tese, o primeiro objetivo foi quantificar a distribuição sazonal e anual das componentes do balanço de energia e a evapotranspiração nesse agroecossistema. Além disso, é avaliada a contribuição do ciclo do arroz e dos períodos de pousios na ET total e o padrão de variação sazonal do coeficiente de cultura ( $K_c$ ) para o ciclo do arroz.

O método da covariância dos vórtices turbulentos exige um aparato experimental de alto custo, viável apenas em medidas de pequenas escalas. Com isso, nas últimas décadas, um grande número de avanços vêm sendo realizados nos modelos de interação superfície-atmosfera principalmente no que diz respeito aos fluxos de energia superficiais e armazenamento de água e energia na superfície. Estes modelos são responsáveis por gerar as condições iniciais e de contorno inferior na camada mais baixa da atmosfera nos Modelos Globais de Clima e Previsão Numérica do Tempo (MGCPNT), nos quais os processos físicos de superfície devem ser representados satisfatoriamente (EK et al., 2003).

Os modelos de superfície são considerados uma importante componente dos MGCPNT e as constantes mudanças na umidade do solo, temperatura do solo e cobertura vegetal, por exemplo, são indispensáveis para o armazenamento de água e energia na superfície tanto a curto prazo (diariamente) quanto a longo prazo (sazonalmente/anualmente) e dependem das condições da superfície (tipo de vegetação e textura do solo). Esses

modelos fornecem a descrição do sistema solo-vegetação que são usados como condições de contorno inferior para a atmosfera, além de fornecer a resposta à atmosfera a partir da superfície (RODELL et al., 2005). No decorrer das últimas décadas, esses modelos de superfície passaram a ser considerados como vitais para a qualidade dos resultados. Conseqüentemente, modelos de interação superfície-atmosfera mais sofisticados vêm sendo desenvolvidos e incorporados para tais usos (GRUNMANN, 2005).

Atualmente, dadas condições de contorno superficiais, espera-se que os modelos de superfície juntamente com os modelos atmosféricos reproduzam os fluxos da superfície-atmosfera e variáveis do solo com uma precisão razoável. Entretanto, isso nem sempre ocorre, uma vez que o armazenamento de água no solo afeta diretamente a evapotranspiração, o armazenamento de calor no solo, a condutividade térmica e a partição de energia entre fluxos de calor sensível e latente (GARRATT, 1993). Por esta razão, a qualidade da simulação dos campos do conteúdo de água no solo é de grande importância para se obter bons resultados físicos e, conseqüentemente, afetar positivamente a qualidade das previsões meteorológicas (VITERBO e ILLARI, 1994; KOSTER e SUAREZ, 2003).

Apesar de vários trabalhos estarem sendo desenvolvidos no sentido de adaptar modelos de interação superfície-atmosfera a diferentes ecossistemas agrícolas (INGWERTSON et al., 2010; LOKUPITIYA et al., 2009; KUCHARIC e TWINE, 2007; HANAN et al., 2005; KUCHARIK e BRYE, 2003; KIM et al., 2001), poucos estudos são dedicados ao desenvolvimento desses modelos a fim de descrever áreas de cultivo de arroz irrigado por inundação. Kim et al. (2001) avaliaram o desempenho do modelo SiB2 (*Simple Biosphere Model 2*) para uma cultura de arroz irrigado por inundação na Tailândia. O modelo SiB2 descreve os processos biogeoquímicos que controlam as trocas de energia, água e carbono entre a superfície e a atmosfera (SELLERS et al., 1996). No estudo de Kim et al. (2001), equações foram acrescentadas e outras revisadas no modelo SiB2 para melhor representar as trocas de energia sobre culturas de arroz irrigado (a versão revisada do modelo SiB2 foi chamada de SiB2-*Paddy*). Segundo os autores, considerando o ciclo diário, as modificações realizadas no modelo SiB2 (SiB2-*Paddy*) são necessárias para se obter simulações realistas das componentes do balanço de energia. Alguns resultados não diferem dos encontrados pela simulação do SiB2, porém os processos físicos envolvidos não são representados tão satisfatoriamente como quando

se considera o modelo *SiB2-Paddy*. Isso ocorre porque o cultivo de arroz, na maior parte do mundo, tem o seu processo de desenvolvimento realizado sob a forma irrigada durante a maior parte do seu ciclo e a água tem um papel importante no balanço de energia da superfície.

Um modelo de interação superfície-atmosfera bastante utilizado operacionalmente em MGCPNT é o Modelo de Superfície Noah (*Noah LSM*) (EK et al., 2003; CHEN e DUDHIA, 2001). O *Noah LSM* baseia-se em um esquema de parametrização relativamente simples para cálculo dos processos físicos superficiais, representando satisfatoriamente os fluxos de energia e/ou umidade volumétrica em estudos de intercomparação aplicados a uma superfície de grama (MITCHELL et al., 2004; SCHAAKE et al., 2004; ROBOCK et al., 2003). Os estudos que incorporam culturas agrícolas utilizando o *Noah LSM* são raros. Kato et al. (2007), por exemplo, testaram o *Noah LSM* usando dados de girassol, milho e soja. Ingwersen et al. (2010) realizaram simulações com o *Noah LSM* para dados de trigo. Porém, nenhum estudo utilizando o *Noah LSM* para culturas alagadas tem sido realizado. Como consequência, uma das principais motivações desse trabalho é aplicar o *Noah LSM* em uma cultura de arroz irrigado.

Particularmente, o segundo objetivo do presente estudo é estimar os fluxos superficiais de energia e a umidade volumétrica utilizando o *Noah LSM* e comparar os resultados simulados com os dados experimentais observados em uma cultura de arroz irrigado por inundação no Sul do Brasil. Adicionalmente, propõe-se na presente análise uma nova versão para o *Noah LSM* (chamado *Noah-Paddy*), baseado no trabalho desenvolvido por Kim et al. (2001), para aplicar ao período irrigado do ciclo do arroz. Tal formulação, poderá prever com mais eficácia os processos físicos envolvidos na interação solo-água-atmosfera. Para a inicialização do modelo empregando condições iniciais “ideais” foi realizado o experimento *spin-up*, ou seja, foi feita a estabilização do modelo com condições iniciais e dados de forçantes atmosféricas obtidos a partir do Sistema de Assimilação de Dados de Superfície para a América do Sul (do inglês *South American Land Data Assimilation System - SALDAS*), para o período de 22Jul2000 a 21Jul2003. O *SALDAS* fornece dados de forçantes atmosféricas com resolução temporal de 3 horas e  $0,125^\circ$  de resolução espacial, sobre toda a América do Sul. Por fim, para a simulação do *Noah LSM* e *Noah-Paddy* são utilizados os dados de forçantes atmosféricas observados (dados da torre micrometeorológica) e as condições iniciais obtidas a partir do

último passo de tempo do experimento *spin-up*.

É importante salientar que nesse trabalho não foi realizada nenhuma calibração do modelo, visto que pretende-se inicialmente apenas verificar uma resposta do *Noah LSM* aplicado à culturas irrigadas e propôr uma nova formulação do modelo capaz de representar fisicamente os processos superficiais. Assim, não espera-se comprovar que o modelo usado nesse trabalho é melhor em relação a outros disponíveis. Busca-se, principalmente, compreender e avaliar os processos que são simulados pelos modelos *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. Isso foi feito através da validação, comparando os dados observados com os resultados simulados pelos modelos compostos por parâmetros ajustados. Com isso é possível se identificar quais processos são representados satisfatoriamente no modelo. Tal análise torna possível identificar as parametrizações que estão com problemas ou que precisam ser inseridas de modo para se obter uma ferramenta de modelagem mais robusta.

Esse trabalho está estruturado em seis capítulos: no Capítulo 1, é realizada a introdução e os objetivos pretendidos, no Capítulo 2, apresentaremos uma descrição geral do modelo utilizado e uma descrição da implementação realizada nesse trabalho para a cultura de arroz irrigado por inundação. No capítulo seguinte mostra-se a descrição do sítio experimental de Paraíso do Sul, localizado na região central do Estado do Rio Grande do Sul, bem como os diferentes dados utilizados como entrada no *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. No Capítulo 4 são mostrados os resultados e discussões das observações experimentais obtidas a partir da torre micrometeorológica. No Capítulo 5 são discutidos os resultados das simulações do *Noah LSM* e do *Noah-Paddy*, além da validação dos dados das forçantes atmosféricas do *SALDAS* e o experimento *spin-up*. Finalmente, no Capítulo 6 são realizadas as conclusões e as recomendações de trabalhos futuros a serem desenvolvidos.

# Capítulo 2

## Modelo de Superfície

Neste capítulo apresenta-se a descrição do Modelo de Superfície Noah e a metodologia proposta para a adaptação do mesmo para superfícies alagadas. O capítulo está dividido em duas seções. A primeira descreverá em detalhes o Modelo de Superfície Noah original, além dos principais desenvolvimentos realizados pela comunidade científica para aprimorar o *Noah LSM*. Na segunda seção serão descritas as inovações propostas introduzidas na formulação do *Noah LSM* para adaptação do modelo à cultura de arroz irrigado.

### 2.1 Descrição do *Noah LSM*

O modelo de superfície usado neste trabalho é o Noah (*Noah Land Surface Model - Noah LSM*) (EK et al., 2003) do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*) versão *offline* 2.7.1. No início de 1990, o NCEP começou a testar a eficiência do Modelo de Superfície Continental (*Land Surface Model - LSM*) unidimensional desenvolvido para ser utilizado na previsão do Tempo da Universidade do Estado de Oregon (*Oregon State University - OSU*) (MAHRT e PAN, 1984; PAN e MAHRT, 1987; EK e MAHRT, 1991). Durante esta década, o NCEP juntamente com vários projetos do *Global Energy and Water Cycle Experiment* (GEWEX), mais especificamente, o *GEWEX Continental-Scale International Project* (GEWEX GCIP) e o *Project for Intercomparison of Land-surface Parameterization Schemes* (PILPS), expandiram suas colaborações com relação à modelagem de superfície. Estas colaborações envolveram

diferentes instituições dos Estados Unidos (*Office of Hydrological Development* do *National Environmental Satellite Data and Information Service*, NASA, *National Center for Atmospheric Research*, Força Aérea, Universidade do Estado de Oregon e outras universidades parceiras). Como consequência dessas colaborações e do amplo alcance dos testes realizados nos modelos de superfície, em ambos os modos acoplados e desacoplados, o NCEP conseguiu alcançar melhoras no *LSM* original e este foi renomeado para *Noah LSM* em reconhecimento a todas as contribuições envolvidas (EK et al., 2003).

O Modelo de Superfície Noah evoluiu do LSM, o qual foi desenvolvido em meados da década de 1980 (MAHRT e EK, 1984; MAHRT e PAN, 1984; PAN e MAHRT, 1987). Primeiramente, o número de camadas do solo foi aumentado de duas (10 e 190 cm de espessura) para quatro (10, 30, 60 e 100 cm de espessura) camadas e a profundidade da zona de raiz tornou-se espacialmente variável dependendo da classe da vegetação (antes fixa em 2 m para todas as classes de vegetação). Posteriormente, o acoplamento da evaporação potencial de Penman, abordada por Mahrt e Ek (1984), para o modelo do solo de multicamadas de Mahrt e Pan (1984) e Pan e Mahrt (1987), com a adição da formulação da evaporação-transpiração do dossel (JACQUEMIN e NOILHAN, 1990; JARVIS, 1976). Adicionalmente, modificações no *Noah LSM* foram realizadas pelo Centro de Modelagem Ambiental do NCEP que inclui a adição da componente de escoamento superficial, a partir do modelo de balanço hídrico de Schaake et al. (1996), e parametrizações de solo congelado e camada de neve de Koren et al. (1999). A Figura (2.1) mostra a estrutura do *Noah LSM*.

As condições de contorno superior e inferior do solo são utilizadas de acordo com a temperatura da superfície e a temperatura do solo média anual medida na camada mais profunda, respectivamente. A difusividade térmica é dependente do tipo de solo e da quantidade de água contida no mesmo. A hidrologia da camada do solo é determinada a partir da equação de Richards, que consiste da difusão, transpiração, precipitação (excluindo a parte retida pelo dossel) e escoamento superficial (*runoff*) (de HAAN et al., 2007).

A evaporação na superfície tem três componentes: evaporação direta, a partir do solo descoberto; transpiração, a partir da vegetação e evaporação, a partir do dossel

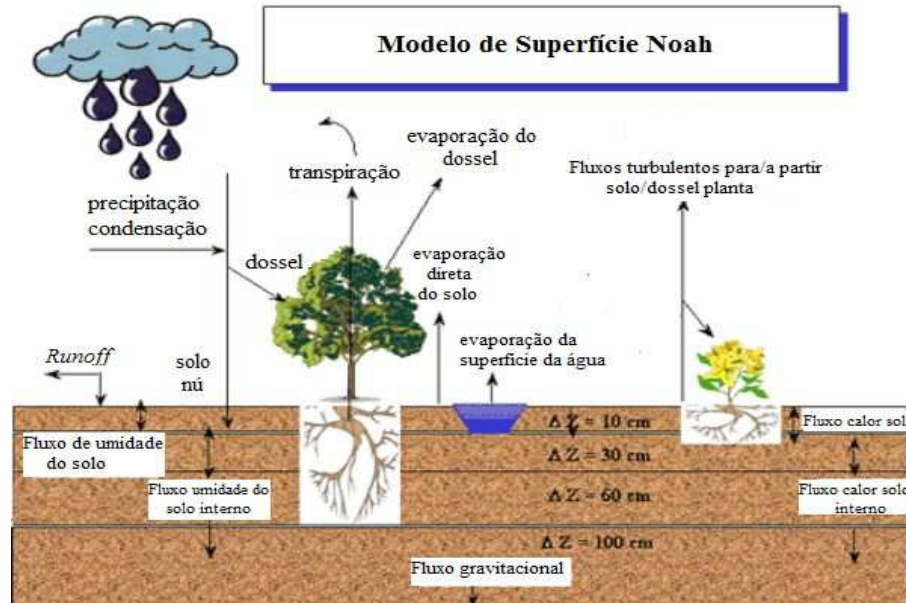


Figura 2.1: Esquema do Modelo de Superfície Noah (Fonte: Adaptado <http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php>).

particionado pela cobertura da vegetação que varia tanto geograficamente quanto sazonalmente. A transpiração é particionada de acordo com a espessura da camada do solo e é proporcional à fração de vegetação, evaporação potencial e um fator que depende da resistência do dossel (EK e MAHRT, 1991). A transpiração também depende do conteúdo de água no dossel. A evaporação potencial é obtida segundo Mahrt e Ek (1984). A evaporação direta a partir do solo foi formulada por Chen e Dudhia (2001) e Mahfout e Noilhan (1991) e a evaporação direta é proporcional à evaporação potencial.

O *Noah LSM* é uma versão aperfeiçoada do LSM, mas com várias mudanças significativas (CHEN et al., 1996; KOREN, 1999; EK et al., 2003). Essas melhoras estão relacionadas ao fluxo de calor no solo, evaporação no solo descoberto, processos para a estação fria, resistência aerodinâmica e do dossel e características da superfície. As alterações no fluxo de calor do solo incluem uma condutividade térmica mais complexa do que as formulações prévias, isto é, solos úmidos (secos) têm menor (maior) condutividade (PETERS-LIDARD et al., 1998). Por exemplo, nos solos úmidos com vegetação esparsa, comum no início da primavera, a nova formulação reduz a condutividade térmica e assim o excesso de fluxo de calor no solo. Para solos secos, o oposto é verdadeiro: a nova formulação aumenta o fluxo de calor no solo e reduz o ciclo da temperatura diurna exagerada previamente (MARSHALL, 1998; MARSHALL et al.

2003). Também, a redução do fluxo de calor no solo sob o dossel da vegetação é incluído (PETERS-LIDARD et al. 1997), assim como um novo tratamento da condutividade térmica na presença de camada de neve.

A evaporação do solo descoberto de Mahrt e Pan (1984) usada no LSM original foi previamente formulada como uma função linear da fração de saturação da umidade do solo na primeira camada. Posteriormente ela foi modificada, de modo que o solo próximo à superfície seque e a evaporação diminua rapidamente de uma forma não-linear. Isto reflete o processo real que acontece com o solo descoberto, ou seja, o processo real pelo qual o solo descoberto seca. A poucos milímetros do topo da superfície o solo torna-se mais seco do que alguns centímetros abaixo, o que forma uma “barreira evaporativa” no limite superior da camada próxima à superfície do solo (MITCHELL et al., 2002).

Muitas das atualizações incluídas para a estação fria (inverno) foram realizadas a partir do trabalho colaborativo de Koren et al. (1999). O solo congelado foi adicionado como uma nova variável de estado, juntamente com o processo físico de congelamento/descongelamento. Os processos físicos da variação temporal da densidade da neve e recongelamento noturno do derretimento do gelo diurno foram adicionados à física da camada de neve. Além disso, uma parametrização de cobertura de neve irregular que permite a cobertura de neve fracionária na faixa de 0 - 100% em função da profundidade da neve e tipo de vegetação também foi adicionada. Anteriormente, a fração de cobertura da neve tinha sido especificada em 100%, independentemente da profundidade da neve e tipo de vegetação (KOREN et al., 1999 apud MITCHELL et al., 2002).

O conteúdo de gelo é estimado como uma função da temperatura do solo, da umidade volumétrica e do tipo de solo. A física do solo congelado (KOREN et al., 1999) inclui o impacto do congelamento/descongelamento do solo sobre as fontes/sumidouros de calor no solo, movimento vertical da umidade do solo, condutividade térmica do solo, capacidade calorífica e infiltração na superfície. A física da camada de neve é também melhorada com a densidade da neve estimada como uma função do tempo e da temperatura da neve. A condutividade térmica da neve é afetada pela mudança na densidade da neve, o que contribui para melhor simular o processo de derretimento da



neve.

Descrições do modelo durante a sua evolução no NCEP, nos anos 1990, e anterior a 2000 são melhores detalhadas em Chen et al. (1996), Koren et al. (1999) e Ek et al. (2003). A seguir, será apresentada uma descrição dos principais processos e equações utilizadas no modelo para calcular as variáveis simuladas pelo *Noah LSM* que serão analisadas ao longo desse trabalho.

### 2.1.1 Hidrologia do modelo

No *Noah LSM*, o transporte de água no solo segue a forma da difusividade da equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} + F_\theta \quad (2.1)$$

sendo  $\theta$  ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ) a umidade volumétrica,  $D$  ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) a difusividade da água no solo,  $K$  ( $\text{m/s}$ ) a condutividade hidráulica e  $F_\theta$  são as fontes e sumidouros de água no solo (precipitação, infiltração, evaporação da superfície do solo, transpiração a partir das raízes das plantas). Tanto a difusividade da água no solo ( $D$ ) quanto a condutividade hidráulica ( $K$ ) são funções de  $\theta$ . Esta forma difusiva da equação de Richards é deduzida a partir da lei de Darcy (CHEN e DUDHIA, 2001).

Integrando-se a Eq. (2.1) para cada uma das quatro camadas do solo e expandindo  $F_\theta$  temos:

- Primeira camada do solo

$$dz_1 \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = - \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_1} - K(\theta)_{z_1} + I - E_{dir} - E_{t_1} \quad (2.2)$$

- segunda e terceira camadas do solo ( $i = 2,3$ )

$$dz_i \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_{i-1}} - \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_i} + K(\theta)_{z_{i-1}} - K(\theta)_{z_i} - E_{t_i} \quad (2.3)$$

- camada inferior do solo

$$dz_4 \frac{\partial \theta_4}{\partial t} = \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_3} + K(\theta)_{z_3} - K(\theta)_{z_4} \quad (2.4)$$

sendo que o subscrito "i" refere-se ao número da camada do solo e  $dz_i$  à i-ésima espessura da camada do solo.  $I$  é a infiltração na superfície, a qual é igual a zero na ausência de precipitação e igual a  $P_d - R_1$ , quando ocorre precipitação.  $P_d$  é a precipitação não interceptada pelo dossel e  $R_1$  é o escoamento na superfície (*runoff*). Toda precipitação que não pode infiltrar ou evaporar é especificada como *runoff* (CHEN et al., 1996; SCHAAKE et al., 1996).  $E_{dir}$  é a evaporação direta, a partir da camada superior do solo, e  $E_t$  é a transpiração da vegetação.  $K_{zi}$  é a perda de umidade devido à percolação "gravitacional", através da camada inferior do solo, também chamada de escoamento de sub-superfície ou drenagem.

A evaporação total ( $E$ ) é a soma da evaporação direta, a partir da camada superior do solo, ( $E_{dir}$ ), da evaporação da precipitação interceptada pelo dossel da planta ( $E_c$ ) e da transpiração da planta (desde a zona de raízes) ( $E_t$ ), ou seja,

$$E = E_{dir} + E_c + E_t. \quad (2.5)$$

A evaporação direta depende da umidade volumétrica na camada superior e da taxa pela qual o solo pode difundir água para as camadas inferiores, enquanto a transpiração é afetada pela umidade volumétrica na zona de raiz devido ao efeito de estresse sobre a resistência do dossel.

A evaporação direta, a partir da superfície do solo, é dada pela equação a seguir:

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \min \left\{ \left( - \left[ D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_1} - K(\theta)_{z_1} \right), E_p \right\}, \quad (2.6)$$

com  $E_p$  sendo a evaporação potencial calculada através do balanço de energia baseado na equação de Penman que inclui uma resistência aerodinâmica dependente da estabilidade (MAHRT e EK, 1984) e  $\sigma_f$  a fração de cobertura de vegetação (*green vegetation fraction*).

A evaporação no dossel é calculada como mostra abaixo:

$$E_c = \sigma_f E_p \left( \frac{W_c}{S} \right)^n \quad (2.7)$$

sendo  $W_c$  o conteúdo de água interceptada pelo dossel,  $S$  a capacidade máxima do dossel, considerada aqui como 0.5 mm e  $n = 0.5$  como formulado em Jacquemin e Noilhan (1990).

O armazenamento da água interceptada pelo dossel é dado por:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c \quad (2.8)$$

sendo  $P$  a precipitação total. Se  $W_c$  excede  $S$ , o excesso de precipitação ( $D$ ) atinge a superfície do solo. Note que  $P_d = (1 - \sigma_f)P + D$  é que atinge o solo durante a precipitação.

A evapotranspiração do dossel é determinada como segue:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[ 1 - \left( \frac{W_c}{S} \right)^n \right] \quad (2.9)$$

sendo  $B_c$  uma função da resistência do dossel e é formulada como:

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}} \quad (2.10)$$

em que  $C_h$  é o coeficiente de troca na superfície para calor e umidade,  $\Delta$  depende da inclinação da curva de umidade específica de saturação,  $R_r$  é uma função da temperatura do ar na superfície, pressão na superfície e  $C_h$  e  $R_c$  é a resistência do dossel. Detalhes sobre  $C_h$ ,  $R_r$  e  $\Delta$  são fornecidos por Ek e Mahrt (1991). A resistência do dossel ( $R_c$ ) é calculada seguindo a formulação de Jacquemin e Noilhan (1990):

$$R_c = \frac{R_{cmin}}{LAI \cdot F_1 F_2 F_3 F_4}, \quad (2.11)$$

com:

$$F_1 = \frac{R_{cmin}/R_{cmax} + f}{1 + f} \text{ sendo } f = 0,55 \frac{R_g}{R_{gl}} \frac{2}{LAI},$$

$$F_2 = \frac{1}{1 + h_s[q_s(T_a) - q_a]},$$

$$F_3 = 1 - 0,0016(T_{ref} - T_a)^2$$

e

$$F_4 = \sum_{k=1}^{N_{root}} \left[ \frac{\theta_k - \theta_{wlt}}{\theta_{ref} - \theta_{wlt}} \left( \frac{dz_k}{z_{root}} \right) \right],$$

sendo que  $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3$  e  $F_4$  são valores entre 0 e 1 (limites inferior e superior) e representam os efeitos da radiação solar incidente, do déficit de pressão de vapor, da temperatura do ar e da umidade volumétrica, respectivamente. Aqui, a variável  $R_{cmin}$  é a mínima resistência estomática e no *Noah LSM* o seu valor é de 40 s/m (valor definido por JARVIS et al., 1976). O *LAI* (do inglês *Leaf Area Index*) é o índice de área foliar (IAF) e  $R_{cmax}$  é a máxima resistência estomática igual a 5000 s/m, como em Dickinson et al., (1993).  $R_g$  é a radiação de onda curta que chega no solo em  $W/m^2$  e  $R_{gl}$  é o valor limite da radiação de onda curta também em  $W/m^2$ , considerado igual a 100  $W/m^2$  no *Noah LSM*. Além disso,  $q_s(T_a)$  é a umidade específica de saturação à temperatura  $T_a$ . A variável  $T_{ref}$  é igual a 298 K, de acordo com Noilhan e Planton (1989).  $\theta_k$  é a umidade volumétrica na camada do solo  $k$ ,  $\theta_{wlt}$  é o ponto de murcha,  $\theta_{ref}$  é umidade volumétrica de referência para o estresse de transpiração da planta,  $N_{root}$  é o número de camadas do solo que contêm raízes,  $dz_k$  é a espessura da  $k$ -ésima camada do solo e  $z_{root}$  é a profundidade da camada do solo mais profunda contendo raízes de plantas. Note que a função da umidade volumétrica é somente integrada na zona de raízes, que alcança a terceira camada do solo no *Noah LSM*.

### 2.1.2 Termodinâmica do modelo

O balanço de energia é fundamental para o estudo da evaporação direta e da evapotranspiração, pois representa a disponibilidade de energia na superfície para transformar a água em vapor. A temperatura na interface superfície-atmosfera ( $T_s$ ) é obtida

no modelo através da equação do balanço de energia na superfície. A mesma inclui a radiação de onda longa ascendente (a partir da superfície do solo e dossel da planta) calculada pela equação de Stefan-Boltzmann  $L \uparrow = \epsilon \sigma (T_s)^4$ , sendo  $L \uparrow$  a radiação terrestre ascendente ( $\text{W/m}^2$ ),  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $\text{W/m}^2 \cdot \text{K}^4$ ),  $\epsilon$  a emissividade da superfície e  $T_s$  a temperatura na interface superfície-atmosfera (K).

O balanço de energia na superfície para o cálculo de  $T_s$  é dado por:

$$Rn = (1 - \alpha)S \downarrow + L \downarrow - \epsilon \sigma (T_s)^4, \quad (2.12)$$

sendo  $\alpha$  o albedo na superfície,  $S \downarrow$  a radiação solar incidente na superfície ( $\text{W/m}^2$ ),  $L \downarrow$  a radiação de onda longa incidente ( $\text{W/m}^2$ ) e  $\epsilon$  o coeficiente de emissividade da superfície, o qual é considerado igual a 1.0, no *Noah LSM*, na ausência de neve.

O fluxo de calor sensível, por sua vez, também apresenta relação com a temperatura da interface superfície-atmosfera, dado pela seguinte equação:

$$H = \rho_o c_p C_h (T_s - T_a) \quad (2.13)$$

com  $\rho_o$  sendo a densidade do ar ( $\text{Kg/m}^3$ ),  $c_p$  o calor específico do ar ( $\text{J/Kg.K}$ ),  $C_h$  o coeficiente de troca da superfície turbulenta ( $\text{m/s}$ ) e  $T_a$  a temperatura do ar no primeiro nível acima do solo (K).

O fluxo de calor latente é definido como o produto do calor latente de evaporação da água ( $L_\nu = 2,45 \times 10^6 \text{ J/Kg}$ ) pela taxa de evaporação total, ficando:

$$LE = L_\nu E \quad (2.14)$$

com a taxa de evaporação total dada pela soma da evaporação direta, da transpiração e da evaporação do dossel (Equação 2.5).

A temperatura da interface superfície-atmosfera ( $T_s$ ) é determinada seguindo Mahrt e Ek (1984), a partir da solução de uma versão linearizada explícita da equação do balanço de energia na superfície na Eq. (2.12), enquanto o fluxo de calor do solo é controlado pela equação da difusão usual para a temperatura do solo ( $T$ ):

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (2.15)$$

sendo a capacidade térmica volumétrica  $C$  ( $\text{J}/\text{m}^3 \cdot \text{K}$ ) e a condutividade térmica  $K_t$  ( $\text{W}/\text{m} \cdot \text{K}$ ) formuladas como função da umidade volumétrica ( $\theta$ ) (fração da unidade de volume de solo ocupada pela água; veja PAN e MAHRT, 1987). A estimativa de  $T$  é realizada através do esquema de Crank-Nicholson na forma da camada integrada da Eq. (2.15) para cada camada do solo. A forma integrada da Eq. (2.15) para a  $i$ -ésima camada do solo é:

$$\Delta z_i C_i(\theta) \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left( K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left( K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (2.16)$$

com o fluxo de calor no solo ( $Fg$ ) sendo a parte desta equação aplicada para a primeira camada do solo:

$$Fg = [K_t(\theta)]_{z_1} \left( \frac{T_S - [T]_{z_1}}{0.5 * \Delta z_1} \right). \quad (2.17)$$

## 2.2 Adaptação do *Noah LSM* para culturas alagadas

Esta seção apresentará as inovações realizadas na formulação do Modelo de Superfície Noah para que ele melhor represente as trocas de energia superficiais, em particular, para a sua aplicação em culturas alagadas. As modificações apresentadas aqui para o *Noah LSM* foram realizadas nas equações e parâmetros utilizados para o cálculo das trocas de energia entre a superfície e a atmosfera.

No *Noah LSM*, as trocas de energia ocorrem entre a superfície do solo e a atmosfera. Porém, quando a superfície passa a ser coberta por uma massa de água, essas trocas de energia deixam de ocorrer diretamente entre a superfície e a atmosfera, ou seja, as trocas de energia ocorrem entre a superfície e a massa de água e entre a massa de água e a atmosfera, formando um sistema chamado superfície-água-atmosfera (Figura 2.2). Objetivando-se representar satisfatoriamente os processos físicos envolvidos durante o período no qual as culturas são irrigadas, um conjunto de equações foi implementado

no *Noah LSM*. Esse conjunto de equações é baseado no Modelo de Superfície SiB2 revisado (chamado *SiB2-Paddy*) proposto por Kim et al. (2001) e aplica-se a uma cultura de arroz irrigado. A partir de agora, por questões de definição, chamaremos o *Noah LSM* modificado e adaptado para aplicação em uma cultura de arroz irrigado de *Noah-Paddy*.

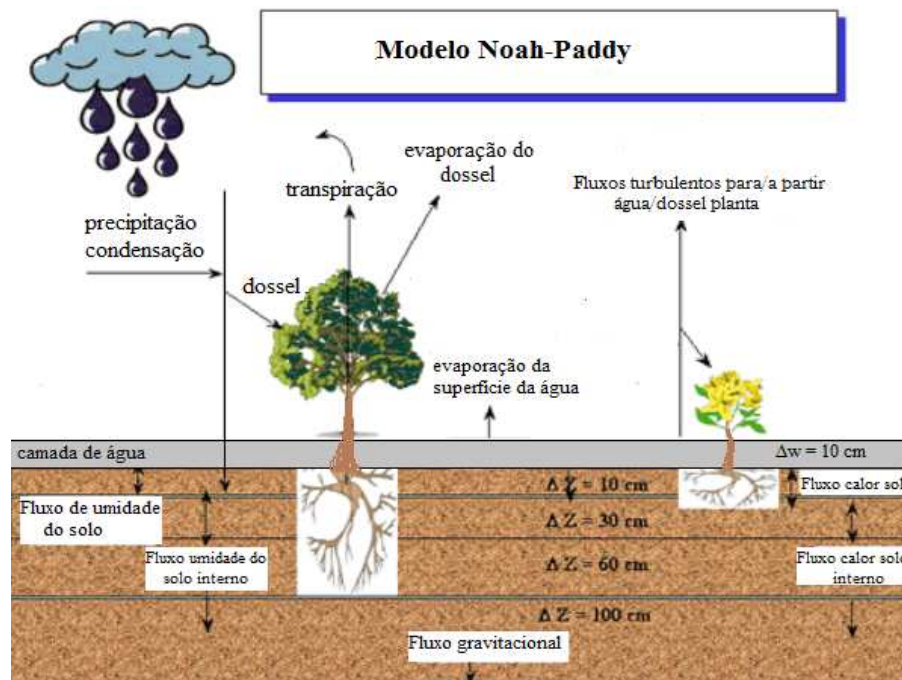


Figura 2.2: Esquema do Modelo *Noah-Paddy* (Fonte: Adaptado <http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php>).

Na formulação do *Noah-Paddy* foi adicionado uma nova camada (massa de água) entre a atmosfera e a camada da superfície do solo durante o período da irrigação (período em que a superfície permanece coberta por uma lâmina de água de 5 - 10 cm de espessura). Durante esse período as trocas de energia ocorrem entre a superfície do solo e a massa de água e entre a massa de água e a atmosfera. A nova formulação do modelo segue duas hipóteses: Primeiro, a radiação solar incidente, que não foi absorvida pelo dossel da vegetação, chega na superfície da massa de água e é completamente absorvida pela mesma. Segundo, a variação da temperatura devido ao fluxo de entrada/saída de água é desprezível.

A seguir apresenta-se a estrutura e a formulação do modelo *Noah-Paddy*. Todavia, somente a parte revisada das equações do *Noah LSM* original será mostrada juntamente com as novas variáveis incorporadas:

$$C_w \frac{\partial T_w}{\partial t} = Rn_w - H_w - LE_w - K_t \frac{T_w - T_g}{(D_w + D_g)/2}, \quad (2.18)$$

$$C_g \frac{\partial T_g}{\partial t} = Rn_g + K_t \frac{T_w - T_g}{(D_w + D_g)/2} - \frac{2\pi C_d}{\tau} (T_g - T_d), \quad (2.19)$$

sendo  $T$  a temperatura (K),  $Rn$  o saldo de radiação ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $H$  o fluxo de calor sensível ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $LE$  o fluxo de calor latente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $C$  a capacidade de calor efetiva ( $\text{J}/\text{m}^2.\text{K}$ ),  $D$  a profundidade (m),  $K_t$  a condutividade térmica ( $\text{W}/\text{m.K}$ ) e  $\tau$  é o comprimento do dia (s). Os subscritos  $w$ ,  $g$  e  $d$  referem-se à massa de água, profundidade média da primeira camada do solo e profundidade do solo, respectivamente.

A condutividade térmica ( $K_t$ ) no período em que a cultura é irrigada é dada por:

$$K_t = \frac{Kt_w D_w + Kt_g D_g}{D_w + D_g}. \quad (2.20)$$

O balanço de energia na superfície e a condutividade térmica entre a massa de água e a superfície do solo são considerados na Eq. (2.18). A Eq. (2.19) usada para a estimativa de  $T_g$ , ou ainda, como no *Noah LSM* original  $T$ , é também revisada. Isso acontece porque a troca de energia, que ocorria entre a superfície do solo e a atmosfera, agora ocorre entre a superfície do solo e a massa de água. Consequentemente, o armazenamento de calor na água ( $C_w \partial T_w / \partial t$ ) e na superfície do solo ( $C_g \partial T_g / \partial t$ ) são simulados usando as equações acima. Na Eq. (2.18)  $Rn_w$ ,  $H_w$  e  $LE_w$  são calculados como segue abaixo:

$$Rn_w = (1 - \alpha) S \downarrow + L \downarrow - 2 \cdot \sigma (T_w)^4 + \sigma (T_g)^4, \quad (2.21)$$

$$H_w = \rho \cdot c_p \cdot \frac{T_w - T_a}{R_c}, \quad (2.22)$$

$$LE_w = \frac{\rho \cdot c_p}{\gamma} \cdot \frac{e_{T_w}^* - e_a}{R_c}, \quad (2.23)$$

sendo  $S \downarrow$  a radiação de onda curta incidente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $L \downarrow$  a radiação de onda longa



incidente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $\text{W}/\text{m}^2\cdot\text{K}^4$ ),  $\rho$  a densidade do ar ( $\text{Kg}/\text{m}^3$ ),  $c_p$  o calor específico do ar ( $\text{J}/\text{Kg}\cdot\text{K}$ ),  $\gamma$  a constante psicrométrica ( $\text{Pa}/\text{K}$ ),  $e$  a pressão de vapor ( $\text{Pa}$ ),  $e_{T_w}^*$  a pressão de vapor de saturação na temperatura  $T_w$  ( $\text{Pa}$ ) e  $R_c$  a resistência aerodinâmica do dossel ( $\text{s}/\text{m}$ ).

Finalmente, a equação revisada para o saldo de radiação na superfície do solo ( $Rn_g$ ) é dada por:

$$Rn_g = \sigma(T_w)^4 - \sigma(T_g)^4, \quad (2.24)$$

uma vez que somente a radiação de onda longa é considerada.

# Capítulo 3

## Descrição do Sítio Experimental e Dados Utilizados

Neste capítulo apresenta-se a descrição do sítio experimental de Paraíso do Sul, localizado na região central do Estado do Rio Grande do Sul, bem como os diferentes dados utilizados como entrada nos modelos *Noah LSM* e *Noah-Paddy*.

### 3.1 Sítio experimental

Nos anos de 2003 e 2004, o Laboratório de Micrometeorologia da UFSM realizou observações micrometeorológicas no município de Paraíso do Sul, no estado do Rio Grande do Sul, no sul do Brasil (Figura 3.1). O município de Paraíso do Sul está localizado na região central do estado e a torre micrometeorológica encontrava-se instalada nas coordenadas (29° 44' 39,6"S; 53° 8' 59,8"W), a uma altitude de aproximadamente 108 m acima do nível do mar. A torre instrumentada fazia parte do projeto CT-HIDRO, um projeto nacional de grande abrangência, com o propósito de descrever as condições de superfície para diferentes ecossistemas do país. A área de estudo estava localizada em uma região de cultivo de arroz irrigado próxima a um afluente do Rio Jacuí.

Os dados usados nesse trabalho compreendem um ano de dados (julho de 2003 a julho de 2004), incluindo nesse período um ciclo completo do arroz (132 dias). O arroz foi cultivado no período de novembro a abril, e no restante do ano o solo não foi cul-

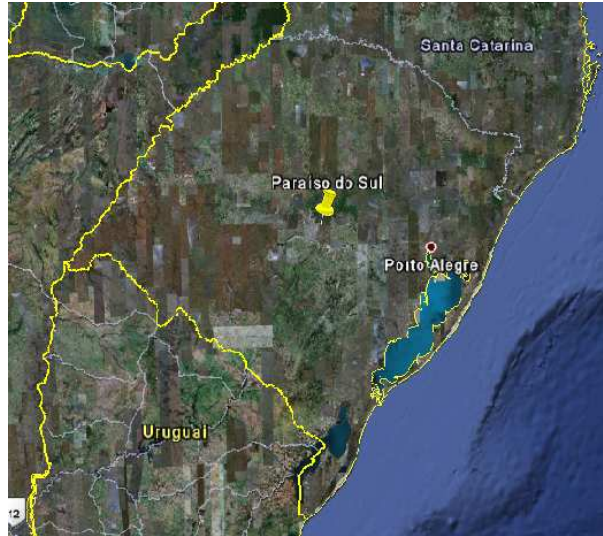


Figura 3.1: Localização do município de Paraíso do Sul - RS.

tivado ficando apenas coberto com uma vegetação rasteira de crescimento espontâneo. O sítio experimental tinha como características terreno plano e homogêneo e durante praticamente todo o período do ciclo do arroz a superfície permaneceu coberta com uma lâmina de água de 5 - 10 cm de espessura. O cultivar utilizado foi IRGA 417. Essa região tem cultivado arroz irrigado desde a década de 80 e anteriormente a área era de várzea. O solo no sítio experimental de Paraíso do Sul é classificado como planossolo hidromórfico (EMBRAPA, 1999).

Sensores, que coletaram dados nas frequências de 1 e 16 Hz, foram fixados em uma torre micrometeorológica de 10 m de altura (Figura 3.2), localizada em um terreno plano. Na torre foram instalados um anemômetro sônico Campbell-3D, para medidas de flutuações turbulentas da velocidade do vento, e um analisador de gás infravermelho de caminho aberto LICOR 6556, para medidas de flutuações turbulentas de vapor d'água e CO<sub>2</sub>. As medidas dessas quantidades foram realizadas na frequência de 16 Hz (Figura 3.3). Além disso, foram feitas medidas de temperatura do solo em cinco níveis (-2, -5, -10, -20 e -50 cm) pelo STPO1 (*Soil Temperature Profile*), de umidade do solo em seis níveis (-10, -20, -30, -40, -60 e -100 cm) pelo Delta T Device Profile Prob PR1, de temperatura e umidade do ar (HMP45C), de velocidade e direção do vento (Young 8100), de pressão (PTB101B - Vaisala), de precipitação (*Rain Gauge* TB4), de radiação de onda longa (pirgeômetro CG1 - *Kipp e Zonen*) e de radiação de onda curta (piranômetro CM6B - *Kipp e Zonen*), todas coletadas na frequência de 1 Hz. As

medidas de umidade do solo, realizadas pelo sensor Delta T Device Profile Prob PR1, não foram calibradas.



Figura 3.2: Torre micrometeorológica instalada no sítio experimental em Paraíso do Sul - RS.



Figura 3.3: Sistema de covariância de vórtices: anemômetro sônico e analisador de gás infravermelho de caminho aberto.

Usa-se a palavra fluxo para denominar a transferência de uma quantidade por unidade de área por unidade de tempo. Na camada limite atmosférica investiga-se, principalmente, fluxos de massa, de calor, de umidade, de *momentum* e de contaminantes. Os fluxos podem ser definidos como o produto turbulento de duas grandezas, chamado de covariância. As médias dos fluxos experimentais foram calculadas utilizando séries de 30 minutos e as variáveis turbulentas foram calculadas com auxílio de um programa na linguagem Fortran-90, pelo método das covariâncias dos vórtices turbulentos (STULL, 1988).

Medidas das condições atmosféricas, tais como: temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa, pressão (mb), radiação de onda curta incidente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ), precipitação (total acumulada em polegadas), velocidade do vento (m/s) e radiação de onda longa incidente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ) foram utilizadas como dados de entrada para a simulação dos modelos *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. Porém, os dados de radiação de onda longa incidente foram calculados como mostrado abaixo:

$$L \downarrow = \epsilon_a \sigma \cdot (T_a)^4, \quad (3.1)$$

sendo  $L \downarrow$  a radiação de onda longa incidente ( $\text{W}/\text{m}^2$ ),  $\epsilon_a$  a emissividade da atmosfera (adimensional),  $\sigma$  a constante de Stefan-Boltzmann ( $5,67 \times 10^{-8} \text{ W}/\text{m}^2 \cdot \text{K}^4$ ), e  $T_a$  a temperatura do ar (K). Apesar da Eq. (3.1) ser inspirada na Lei de Stefan-Boltzmann para a radiação emitida por um corpo a temperatura uniforme, não há uma razão para esperar que a  $\epsilon_a$  seja constante (como no caso da Lei de Stefan-Boltzmann), uma vez que  $L \downarrow$  é o resultado líquido da emissão de onda longa e absorção na atmosfera onde a temperatura não é uniforme (DUARTE et al., 2006).

A emissividade da atmosfera ( $\epsilon_a$ ) foi calculada a partir da temperatura do ar usando a equação de Idso and Jackson (1969):

$$\epsilon_a = 1 - 0.261e^{[-7,77 \cdot 10^{-4}(273 - T_a)^2]} \quad (3.2)$$

com  $T_a$  em K.

Nesse trabalho, o albedo ( $\alpha$ ) na superfície foi obtido de dados observados, como a

razão entre a radiação de onda curta ascendente a partir da superfície e a radiação de onda curta incidente ( $\alpha = S \uparrow / S \downarrow$ ). Os dados do IAF, estimados pelo sensor MODIS, foram adquiridos via ftp, no endereço <ftp://e4ftl01u.ocs.nasa.gov/MOLT/>, onde se pode selecionar qual o produto do MODIS desejado, neste caso o MOD15A2, que tem armazenados os dados de IAF. Esses dados são gerados e disponibilizados em intervalos de oito dias, com resolução espacial de 1 km, para toda a superfície terrestre, no formato HDF (*Hierarchical Data Format*). Para maiores informações de como os dados do IAF são adquiridos e processados veja Goergen (2010).

## 3.2 Método de covariância de vórtices turbulentos

O método de covariância de vórtices ou *Eddy Covariance* propicia uma estimativa da troca líquida de energia e massa entre a superfície e a atmosfera, ou seja, da quantidade absorvida ou emitida de gás carbônico ( $\text{CO}_2$ ), vapor d'água e calor entre uma superfície e a atmosfera. Este método baseia-se nos redemoinhos que acontecem na atmosfera, os turbilhões. Os turbilhões mais aquecidos e mais úmidos gerados próximos à superfície são deslocados verticalmente de forma ascendente, sendo substituídos pelos turbilhões menos aquecidos descendentes. Assim, esses movimentos são responsáveis pelo transporte vertical (fluxos) das propriedades da atmosfera, como por exemplo, o  $\text{CO}_2$ , o vapor d'água, o momentum, o calor sensível e o calor latente.

O fluxo cinemático de qualquer grandeza escalar ( $F_c$ ) pode ser escrito como:

$$F_c = \overline{wc}, \quad (3.3)$$

sendo  $w$  a componente vertical da velocidade do vento e  $c$  o escalar. A barra acima do termo da direita representa a média do produto das variáveis  $wc$ . Entretanto, como há registros de uma grande quantidade de flutuações em medidas realizadas de velocidade do vento, temperatura e concentração, nos estudos de turbulência atmosférica, considera-se estas variáveis como uma soma de uma componente média e outra turbulenta (BALDOCCHI et al., 1988; MONCRIEFF et al., 1997). Esse processo é conhecido como decomposição de Reynolds. Para a velocidade do vento e a concentração,

ele pode ser escrito como:

$$w = \bar{w} + w' \quad (3.4)$$

$$c = \bar{c} + c', \quad (3.5)$$

sendo  $\bar{w}$  e  $\bar{c}$  as componentes médias e  $w'$  e  $c'$  as componentes turbulentas da velocidade vertical do vento e da concentração da grandeza escalar  $c$ , respectivamente.

Reescrevendo a equação (3.3), fazendo uso das equações (3.4) e (3.5), num dado instante, temos:

$$F_c = \overline{w\bar{c}} + \overline{w'c'}, \quad (3.6)$$

onde os termos da adição representam, respectivamente, as componentes advectiva e turbulenta do fluxo vertical médio da grandeza escalar  $c$  na atmosfera. Segundo Oke (1987), o valor médio de  $w$  é considerado nulo para superfícies planas, suficientemente extensa e geometricamente uniforme, não existindo escoamento preferencialmente vertical, visto que a massa de ar ascendente se iguala a massa de ar descendente durante um intervalo de tempo, isto é,  $\bar{w} \approx 0$ . Por convenção, o valor da flutuação de  $w$  ( $w'$ ) é positivo no caso de movimento ascendente e negativo no caso contrário. Aplicadas as devidas simplificações (ARYA e HOLTON, 2001), obtém-se de (3.6) a equação de estimativa do fluxo turbulento:

$$F_c = \overline{w'c'}. \quad (3.7)$$

O fluxo de uma grandeza escalar  $F_c$  é definido como a média do produto das flutuações da velocidade vertical ( $w'$ ) e da grandeza que está sendo transportada ( $c'$ ). Na prática, essa técnica consiste em fazer observações em alta frequência das variáveis envolvidas no produto da Eq. (3.7). A partir de um grande número de amostras de ambas variáveis calcula-se a covariância estatística entre as duas variáveis.

Partindo-se deste princípio, os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente

(LE) podem ser obtidos conforme as equações a seguir (ARYA e HOLTON, 2001):

$$H = \rho_o c_p \overline{w'T'} \quad (3.8)$$

$$LE = \rho_o c_p \overline{w'q'} \quad (3.9)$$

sendo  $\rho_o$  a densidade do ar à pressão constante,  $c_p$  o calor específico do ar também à pressão constante,  $T'$  e  $q'$  os desvios em relação à média da temperatura do ar (K) e da umidade específica do ar (kg/kg), respectivamente.

### 3.3 Preenchimento dos dados

Os registros dos fluxos de calor sensível e latente foram estimados experimentalmente em períodos de 30 min usando o método *Eddy Covariance*. Os dados de fluxo foram corrigidos utilizando métodos padrão, que incluem a rotação de coordenadas e correções com relação à densidade do ar (WEBB et al., 1980; BALDOCCHI et al., 1988; AUBINET et al., 2000). No entanto, a ausência de dados é um problema comum em medidas micrometeorológicas de longo prazo, seja por falhas dos equipamentos, manutenção do sistema, problemas em sensores, falta de energia, falha humana, coleta de dados, controle de qualidade dos dados, entre outros. Para a estimativa dos valores anuais e sazonais dos fluxos de energia as falhas nos dados observados devem ser preenchidas.

Nesse trabalho o preenchimento de falhas para os fluxos de calor latente e sensível ocorreu de duas formas: para falhas de até 2 horas, dados faltantes foram preenchidos utilizando um método de interpolação simples. Para falhas maiores que 2 horas e menores que 4 dias foi utilizado o método da variação diurna média (*Mean Diurnal Variation* - MDV) (FALGE et al. 2001). Este método consiste em preencher a falha de um determinado horário utilizando a média de 7 dias sucessivos para este mesmo horário. No conjunto de dados analisados, foram registrados somente dois períodos com falhas maiores que quatro dias contínuos: treze dias (24Set2003 a 07Out2003) e nove dias (30Nov2003 a 09Dez2003). As falhas maiores que quatro dias não foram



preenchidas, evitando-se assim que dados originados de técnicas de preenchimento (para um grande período de tempo) influenciem nos resultados.

### 3.4 Equação de Penman-Monteith da FAO e coeficiente de cultura ( $K_c$ )

A evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) associada com o coeficiente de cultura ( $K_c$ ) é uma das maneiras mais conhecidas e utilizada para avaliar o consumo de água em lavouras irrigadas (MEDEIROS et al., 2005). De acordo com Grismer et al., (2002), cerca de 50 métodos estão disponíveis para estimar  $ET_o$ , porém, muitas vezes, gerando resultados inconsistentes. Até o momento, o método Penman-Monteith da *Food and Agriculture Organization* (FAO) tem sido reconhecido como o único método padrão para o cálculo da  $ET_o$  a partir de dados meteorológicos, pois incorpora os parâmetros fisiológicos e aerodinâmicos (ALLEN et al., 1998; MEDEIROS et al., 2005; VU et al., 2005).

O método foi publicado no nº 56 da *Irrigation and Drainage Series* da FAO (SMITH et al., 1991). O método FAO-56 refere-se ao cálculo da  $ET_o$  pela equação de Penman-Monteith, que é afetada pelas condições meteorológicas, e ao cálculo do coeficiente de cultura que é afetado por fatores estruturais e fisiológicos da cultura. A  $ET_o$  é a taxa de evapotranspiração a partir de uma cultura de referência hipotética (*grama batatais*) com a altura de 12 cm, em crescimento ativo, não apresentando deficiência hídrica, com resistência do dossel de 70 s/m e albedo de 0.23 (ALLEN et al., 1998). Tal estimativa é utilizada em estudos comparativos de perda de água pela vegetação em diferentes situações e locais (REICHARDT e TIMM, 2004). Allen et al., (1998) cita ainda que o conceito de evapotranspiração de referência foi criado para estudar a demanda evaporativa da atmosfera, independente do tipo de cultura, de seu desenvolvimento e das práticas de manejo. A equação de Penman-Monteith da FAO para o cálculo da  $ET_o$  diária (mm/dia) usando dados médios diários é descrita abaixo (ALLEN et al., 1998):

$$ET_o = \frac{0.408\Delta(R_n - Fg) + \gamma(900/T_a + 273)u_2(e_s - e_a)}{\Delta + \gamma(1 + 0.34u_2)} \quad (3.10)$$

sendo  $R_n$  a radiação líquida ( $\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$ ),  $F_g$  o fluxo de calor no solo ( $\text{MJ}/\text{m}^2.\text{dia}$ ),  $T_a$  a temperatura do ar diária média ( $^\circ\text{C}$ ),  $u_2$  a velocidade do vento a 2 m de altura ( $\text{m}/\text{s}$ ),  $e_s$  a pressão de vapor de saturação ( $\text{kPa}$ ),  $e_a$  a pressão de vapor real ( $\text{kPa}$ ),  $(e_s - e_a)$  o déficit da pressão de vapor de saturação ( $\text{kPa}$ ),  $\Delta$  a inclinação da curva de pressão de vapor ( $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ) e  $\gamma$  a constante psicrométrica ( $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ ). Nesse estudo, a velocidade do vento em 2 m de altura, usada no método de Penman-Monteith, foi transformada a partir da velocidade do vento medida a 10 m de altura. O perfil da velocidade é afetado por diversos fatores, tais como tipo de superfície e vegetação, os quais são difíceis de estimar. Allen et al. (1998) sugere o perfil logarítmico da velocidade do vento como:

$$u_2 = \frac{4.87u_z}{\ln(67.8z - 5.42)} \quad (3.11)$$

sendo  $z$  a altura das medidas acima da superfície e  $u_z$  a velocidade do vento na altura em que as medidas são realizadas.

Valores diários do coeficiente de cultura ( $K_c$ ) foram calculados para o período do ciclo do arroz como mostrado abaixo:

$$K_c = \frac{ET}{ET_o} \quad (3.12)$$

com  $K_c$  sendo o coeficiente de cultura e  $ET$  e  $ET_o$  a evapotranspiração e a evapotranspiração de referência, respectivamente.

### 3.5 Dados do *SALDAS*

Nesse trabalho, os dados de forçantes atmosféricas utilizados para a realização do experimento *spin-up* são provenientes do *SALDAS*. O conjunto de dados do *SALDAS* é uma combinação de observações locais da superfície, de sensoriamento remoto e de campos atmosféricos derivados a partir de modelos numéricos disponível para um período de 5 anos (2000 - 2004), com uma resolução espacial de  $0,125^\circ$  e espaçamento temporal de 3 horas. Tais dados de forçantes compreendem a temperatura do ar, velocidade do vento e umidade específica a 2 m, pressão na superfície, radiação de

onda curta e onda longa incidente e precipitação (de GONÇALVES et al., 2009).

Os dados de forçantes atmosféricas abrangem todo o continente da América do Sul e foram obtidos de Reanálise Regional da América do Sul (*South American Regional Reanalysis* - SARR). Estes dados atmosféricos de SARR (ARAVÉQUIA et al., 2007), que foram disponibilizados em 2006 pelo CPTEC/INPE (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos/Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais), são a médio prazo, dinamicamente consistentes, de alta resolução e de alta frequência. Atualmente, esses dados estão disponíveis para um período de 5 anos (2000 a 2004). Os dados de SARR são derivados usando a versão modificada do modelo Eta (CHOU e HERDIES, 1996 apud de GONÇALVES et al., 2009) e o esquema de assimilação de dados *Regional Physical-space Statistical System* (RPSAS) com uma resolução horizontal de 40 km e 38 níveis verticais.

Os fluxos de radiação solar na superfície usados pelo *SALDAS* foram estimados de medidas de radiância do Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário (*Geostationary Operational Environmental Satellite* - GOES-8) usando um modelo físico simplificado, GL1.2, desenvolvido na Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA), no CPTEC (CEBALLOS et al., 2004). Imagens do canal visível foram ajustadas em função da hora do dia e da latitude para seguir o ângulo zenital. O modelo GL1.2 disponibiliza os dados de radiação solar numa resolução espacial de 4 km e intervalo de tempo de 30 minutos, os quais foram agregados para a resolução espaço-tempo do *SALDAS*:  $0,125^\circ$  e 3 horas, respectivamente. Porém, quando dados GL1.2 não estão disponíveis foram utilizados os valores de radiação de onda curta incidente estimados a partir da SARR (de GONÇALVES et al., 2009).

Os dados de precipitação do *SALDAS* são observações obtidas da versão em tempo real do *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) *Multisatellite Precipitation Analysis Retrievals* (TMPA-RT) (HUFFMAN et al., 2007) com resolução de  $0,125^\circ$  e frequência temporal de 3 horas. Além disso, as fontes de dados de observações de precipitação na superfície utilizadas no conjunto de dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* incluem as fornecidas pela *World Meteorological Organization* (WMO), complementadas por dados compilados pelo INPE de outros órgãos públicos (de GONÇALVES et al., 2009). Essas observações foram combinadas com a experimental TMPA-RT. A

técnica usada para gerar os produtos de precipitação do *SALDAS* incluiu esquemas de correções aditivas e multiplicativas para remover o viés da aquisição de satélite (VILA et al., 2008). Outra fonte de dados alternativa do *SALDAS* é o produto de precipitação TRMM 3B42 - versão 6. Este produto é corrigido em uma escala de tempo mensal usando conjuntos de dados de estações de superfície do *Global Precipitation Climatology Centre* (GPCC).

Os dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* passaram por um processo de validação, no qual foram avaliados o desempenho dos mesmos em relação a dados observacionais. Para tanto, foram selecionados dados de observações da superfície pertencentes ao banco de dados do CPTEC/INPE, o qual inclui dados provenientes das redes de estações administradas por empresas privadas e órgãos federais sobre toda a América do Sul. Foram realizadas comparações entre os dados do *SALDAS* e os dados observacionais de precipitação, de radiação de onda curta incidente, de temperatura e de umidade específica. Para os dados de precipitação, além da comparação entre os dados do *SALDAS* e os dados de observações, foi feita uma comparação entre os dados de precipitação do TRMM 3B42 e as observações. Portanto, observou-se, a partir dessas comparações, que os dados do *SALDAS* mostraram seguir o padrão de precipitação dos dados observacionais (de GONÇALVES et al., 2009).

### 3.6 Configuração do modelo

Nesta seção serão descritas a estrutura e a configuração do *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. As condições iniciais e de contorno são definidas num arquivo de controle que é lido no início do programa principal. Nele estão contidas algumas informações do tipo: a) localização e data/tempo de início da simulação, b) configuração do modelo, c) nome do arquivo de entrada que contém os dados forçantes atmosféricas, d) classe de solo para o sítio e e) condições iniciais para todas as variáveis de estado do modelo. Além disso, o arquivo de controle não fornece parâmetros físicos para o modelo, exceto para a condição de contorno inferior (a temperatura do solo é um dado como um valor médio anual). Os parâmetros físicos são definidos na subrotina REDPRM e muitos destes parâmetros são dependentes do tipo de vegetação e solo definidos no arquivo de

controle. O programa principal é dividido em dez passos, os quais são apresentados abaixo:

1. Lê o arquivo de controle (configurações do modelo, características do sítio experimental e condições iniciais);
2. cria os arquivos de saída;
3. inicia o *loop* de passos no tempo (iniciando também, se indicado no arquivo de controle, o *spin-up*);
4. lê os dados de forçantes atmosféricas;
5. interpola a média mensal da fração de cobertura de verde (*green vegetation fraction*) e do albedo para cada dia juliano do passo de tempo;
6. calcula a radiação solar e a radiação de onda longa incidente a partir dos dados de forçantes atmosféricas de entrada, ou ainda, apresenta a opção de calcular a radiação de onda longa incidente a partir da temperatura do ar;
7. calcula a umidade específica e umidade específica saturada a partir dos dados de forçantes atmosféricas de entrada;
8. calcula a velocidade do vento a partir dos dados de forçantes atmosféricas de entrada;
9. inicia a física do modelo de superfície (ou seja, chama a subrotina SFLX) para o cálculo das variáveis (fluxos) em cada passo de tempo;
10. escreve os dados da simulação em arquivos de saída para cada passo de tempo.

Porém, na subrotina principal SFLX a inicialização das variáveis é feita a partir do arquivo de controle, no qual as condições iniciais devem refletir o estado antes do primeiro passo de tempo. No arquivo de controle estão presentes, além das configurações do modelo, as condições iniciais e de contorno utilizadas nos modelos, tais como apresentadas abaixo:

- T1 - temperatura da superfície inicial (K), pode ser considerada igual a temperatura inicial do ar;

STC (NSOIL) - temperatura do solo inicial (K), em cada camada do solo;

SMC (NSOIL) - conteúdo de água no solo volumétrico inicial em cada camada do solo (fração volumétrica);

SH2O (NSOIL) - conteúdo de água no solo descongelado (fração volumétrica);

CMC - conteúdo de água no dossel (m);

SNOWH - profundidade da camada de neve inicial (m), nesse trabalho, será sempre igual a zero;

SNEQV - equivalente de água líquida na camada de neve inicial (m), também será igual a zero.

# Capítulo 4

## Resultados Experimentais

### 4.1 Condições ambientais

As variações sazonais dos parâmetros meteorológicos diários do sítio de estudo para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004 são apresentadas na Figura (4.1). A temperatura do ar (Figura 4.1a) apresenta valores máximos em janeiro e na primeira metade de fevereiro com aproximadamente 27 °C, enquanto os valores mínimos ocorreram em julho (7 °C). A temperatura média diária do ar variou entre 18 e 27 °C. Durante o ciclo do arroz (25Nov2003 a 04Abr2004) a temperatura não apresentou expressiva amplitude térmica, o que favoreceu o bom desenvolvimento desta cultura. A umidade relativa (UR) (Figura 4.1b) apresenta o comportamento inverso da temperatura. Além disso, a sua variação foi entre 54 e 98%, embora na maior parte do período a UR média variou entre 65 e 93%. A velocidade do vento (Figura 4.1c) variou entre 0,2 e aproximadamente 6,0 m/s, com a média em torno de 3,0 m/s, porém não se deve desprezar o fato dessas medidas terem sido realizadas a uma altura de 10 m. O déficit de pressão de vapor (DPV) (Figura 4.1d) seguiu a mesma variação da temperatura do ar, nunca excedendo 2 kPa e, durante a maior parte do período, ficou abaixo de 1,5 kPa, que é uma atmosfera com baixa demanda de água para a transpiração da planta (KINIRY et al., 1998). Como é característica desta região a precipitação (Figura 4.1e) foi bem distribuída ao longo do ano, embora no final do ano de 2003 (últimos 3 meses) tenha ocorrido aproximadamente 40% do total de chuva do período analisado. A precipitação total acumulada ao longo dos 366 dias foi de 1630 mm, enquanto durante

o ciclo da cultura foi de 477 mm. Além disso, houve dois dias atípicos com valores de precipitação bem elevados em torno de 122 e 119 mm nos dias de 20 e 21 de setembro de 2003, respectivamente, que contribuíram para valores acumulados de precipitação mais altos. A umidade volumétrica ( $\theta$ ) na profundidade de 20 cm é apresentado na Figura (4.1f). Os dados de  $\theta$  foram obtidos a partir de outubro de 2003. Os valores da umidade volumétrica variaram entre 0,3 e 0,6  $\text{m}^3/\text{m}^3$ , com seus valores mais elevados e constantes no período de janeiro a final de março, quando ocorre a presença da lâmina de água e o solo permanece totalmente saturado.

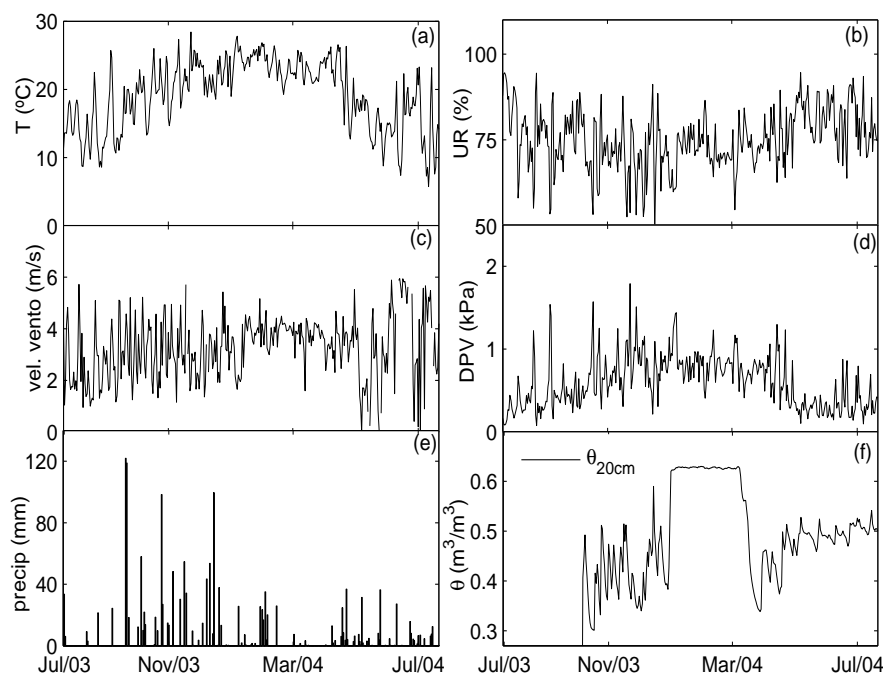


Figura 4.1: Valores diários médios das condições ambientais e umidade volumétrica do solo durante o período de estudo (22Jul2003 a 21Jul2004). (a e b) Temperatura do ar e umidade relativa; (c e d) velocidade do vento e déficit de pressão de vapor; (e e f) precipitação e umidade volumétrica na profundidade de 20 cm.

## 4.2 Balanço de energia

O balanço de energia na superfície é representado pela transferência turbulenta de energia na forma de calor para aquecer a atmosfera (calor sensível) e evaporar a água (calor latente) e pela transferência por condução para aquecer o solo (fluxo de calor no solo).

As componentes do balanço de energia numa região de cultivo de arroz irrigado no



Sul do Brasil foram caracterizadas em três diferentes períodos: Pousio 1: 22Jul2003 a 24Nov2003 (inverno/primavera no Hemisfério Sul - HS); Arroz: 25Nov2003 a 04Abr2004, que compreende o ciclo do arroz desde a semeadura até a colheita (132 dias) (primavera/verão no HS), e Pousio 2: 05Abr2004 a 21Jul2004 (outono/inverno no HS). A Tabela (4.1) mostra os valores médios dos ciclos característicos dos períodos estudados. A maior parte do saldo de radiação ( $R_n$ ) foi usada como fluxo de calor latente (LE), em média, 74%, 67% e, aproximadamente, 100% para Pousio 1, Arroz e Pousio 2, respectivamente. O LE é cerca de 75% maior que o fluxo de calor sensível (H) nos três períodos e H é, em torno, de 30% maior que o fluxo de calor no solo (Fg). H e Fg apresentam praticamente os mesmos valores nos períodos de Pousio 1 e Arroz, enquanto  $R_n$  e LE aumentam cerca de 40% e 30%, respectivamente, entre os dois períodos. O valor residual do fechamento do balanço de energia que foi de 10% no Pousio 1 passou a 20% no período do Arroz. O período de Pousio 2 apresentou comportamento diferente dos demais períodos. Embora H e Fg apresentem valores aproximados aos períodos anteriores, Fg foi negativo enquanto LE foi aproximadamente igual a  $R_n$ . Desta forma, nesse período, o residual foi negativo. Valores negativos de Fg indicam que o solo foi uma fonte de energia para a atmosfera.

Tabela 4.1: Médias do ciclo diário das componentes do balanço de energia para os três períodos (Pousio 1, Arroz e Pousio 2).

	$R_n(W/m^2)$	LE( $W/m^2$ )	H( $W/m^2$ )	Fg( $W/m^2$ )	Res( $W/m^2$ )
Pousio1	89,78	66,95	14,99	3,25	7,08
Arroz	146,25	97,96	14,78	4,48	29,72
Pousio2	44,98	44,27	12,87	-4,24	-7,59

As Figuras (4.2a, c, e) mostram o ciclo diário médio das componentes do balanço de energia: H, LE, Fg e  $R_n$ . O Pousio 1 é o período em que o solo está mais exposto, pois é neste período que ocorre a preparação da lavoura, facilitando assim que a radiação solar chegue até a superfície mais facilmente. Desta forma, o comportamento diário de Fg é semelhante ao H. Porém, no período do Arroz (Fig. 4.2c), à medida que a vegetação vai cobrindo o solo, a radiação solar é interceptada pela planta, diminuindo consideravelmente a quantidade de energia que chega à superfície. Além disso, cabe ressaltar que a cultura do arroz permanece irrigada durante praticamente todo o período, o que também contribui para que a temperatura do solo (Fig. 4.4) não alcance

valores tão elevados, justificando assim a defasagem apresentada em Fig. No Pousio 2 (Fig. 4.2e) a lavoura permanece com restos da colheita e vegetação rasteira que se desenvolvem no local, contribuindo para que a superfície permaneça por mais tempo úmida (Fig. 4.1e), além de ser a época do ano em que a temperatura do ar apresenta valores menores (outono/inverno). Conseqüentemente, o pico de Fg ocorre na metade da tarde. H, por sua vez, apresenta valores maiores que Fg durante praticamente todo o ciclo diário. O ciclo diário médio da energia residual média ( $R_n - (H + LE + F_g)$ ), mostrado na Fig. (4.2b, d, f) foi calculada a cada 30 min para os períodos mostrados na Fig. (4.2a, c, e). É possível observar que a energia residual exibe um padrão diário caracterizado por valores negativos durante a noite e valores positivos durante o dia. Durante o período do Arroz a energia residual assume valores maiores em módulo que nos períodos de Pousios, tanto noturno quanto diurno. Isso ocorre possivelmente devido à presença da lâmina de água que contribui para que parte da radiação solar não chegue até o solo. Segundo Twine et al., 2000 a falta do fechamento do balanço de energia também pode estar associada com erros de medidas em  $R_n$  e  $F_g$ , além dos erros associados ao sistema de medida *Eddy Covariance*. Vários estudos numéricos e experimentais (KANDA et al., 2004; AUBINET et al., 2000; WILSON et al., 2002; KANEMASU et al., 1992; TSVANG et al., 1991) mostraram um não fechamento do balanço de energia em torno de 10-30%, tipicamente relacionado à subestimação dos fluxos de energia superficiais medidos pelo sistema *Eddy Covariance*.

A Figura (4.3a-c) mostra os diagramas de dispersão diurno do balanço de energia na superfície em relação ao  $R_n$  para os três períodos ao longo do ano. Para os períodos de Pousio 1, Arroz e Pousio 2 a inclinação do ajuste linear foi de 0,56, 0,48 e 0,58 com  $R^2$  de 0,78, 0,66 e 0,90, respectivamente, indicando que todo o saldo de radiação não pode ser contabilizado somente como fluxos de calor sensível, latente e do solo.

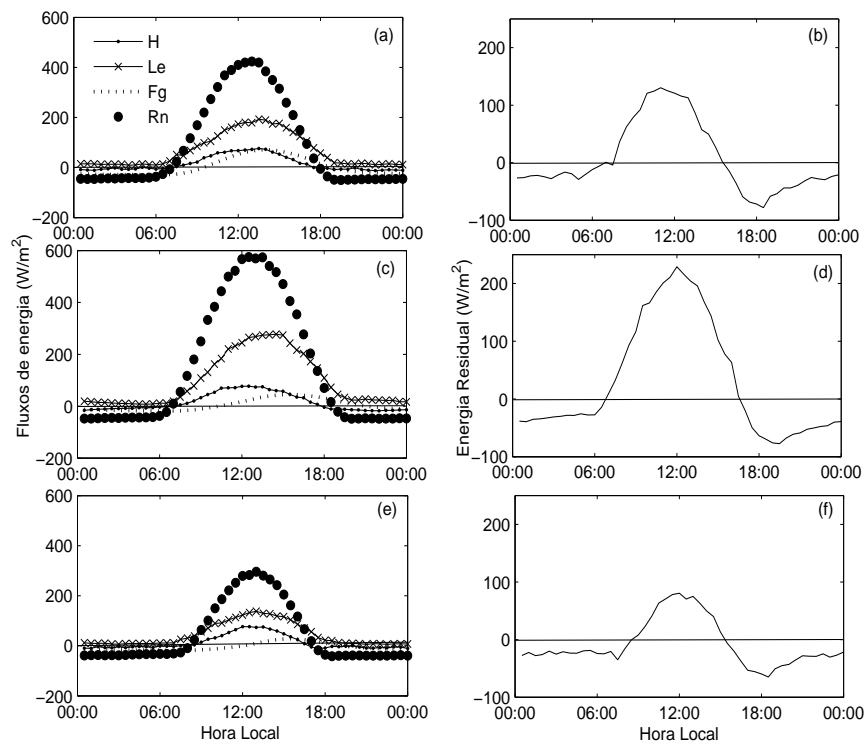


Figura 4.2: Ciclo diário médio das componentes do balanço de energia e energia residual ( $R_n - (H+Le+Fg)$ ) calculados para (a, b) Pousio 1: 22Jul2003 a 24Nov2003; (c, d) Arroz: 25Nov2003 a 04Abr2004 e (e,f) Pousio 2: 05Abr2004 a 21Jul2004.

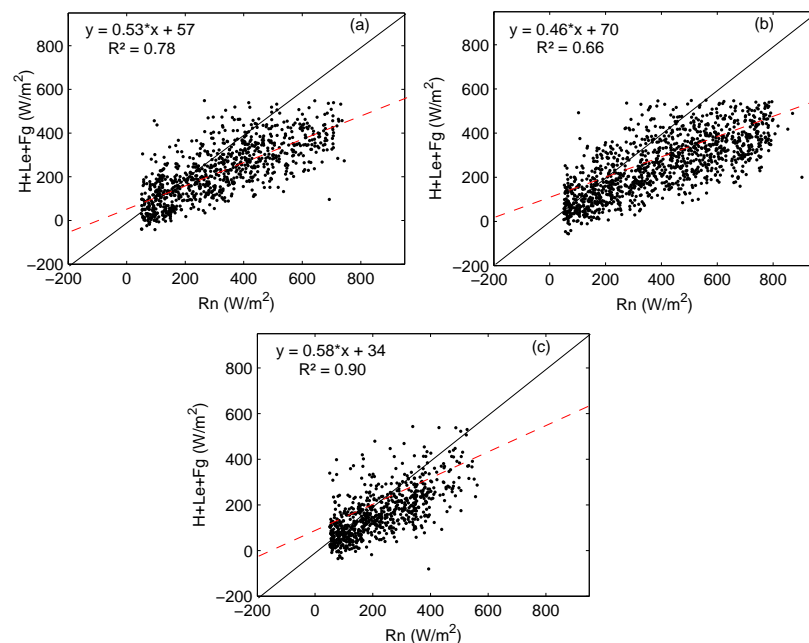


Figura 4.3: Diagrama de dispersão da energia disponível ( $R_n$ ) versus a soma dos fluxos de calor sensível ( $H$ ), latente ( $LE$ ) e de calor no solo ( $F_g$ ) para (a) Pousio 1; (b) Arroz e (c) Pousio 2. A linha vermelha tracejada representa o ajuste linear dos dados. Para referência a linha 1:1 também é mostrada (linha preta sólida).

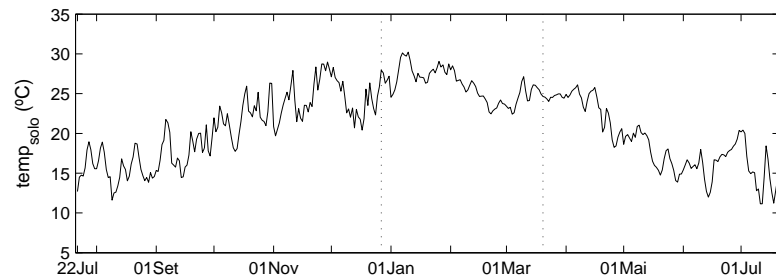


Figura 4.4: Média diária da temperatura do solo observada a 5 cm de profundidade para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

A razão de Bowen, razão entre os valores dos fluxos de calor sensível e latente, é apresentada na Figura (4.5). Observa-se que a razão de Bowen ( $\beta$ ) varia entre -0,5 e 1,0, assumindo maiores valores nos Pousios 1 e 2, apresentando uma tendência de decréscimo na magnitude durante a estação de crescimento do arroz. Também é possível observar que durante os períodos de pousio a variabilidade em  $\beta$  foi maior (-0,5 - 1,0), apresentando maiores amplitudes nos resultados. No entanto, durante a emergência da cultura verifica-se que rapidamente uma tendência decrescente é estabelecida até que o dossel esteja completamente desenvolvido, quando ocorre uma pequena variabilidade na  $\beta$  (-0,1 - 0,2). Porém, à medida que transcorre a senescência da cultura do arroz,  $\beta$  apresenta valores substancialmente maiores. Segundo Suyker E Verma (2008) estas tendências refletem o controle da área foliar sobre a partição de energia.

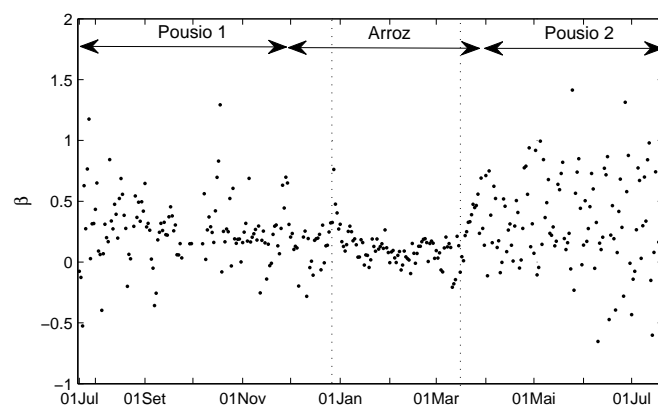


Figura 4.5: Razão de Bowen para o sítio de Paraíso do Sul - RS para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

### 4.3 Evapotranspiração

Os valores da evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ) foram calculadas utilizando a equação de Penman-Monteith da FAO (apresentado na seção 3.4) (ALLEN et al., 1998). Essa variável determina a taxa de evapotranspiração de uma superfície de referência, totalmente coberta com a cultura padrão (*grama batatais*). Além disso, fornece um modelo para que a evapotranspiração em diferentes períodos do ano possa ser comparada. A evapotranspiração (ET) foi estimada de  $ET = LE/\rho L_v$ , com  $L_v$  sendo o calor latente de vaporização ( $2,45 \times 10^6$  J/Kg) e  $\rho$  a densidade do ar ( $998,2071$  kg/m<sup>3</sup>) ambas à temperatura de 20 °C. A Figura (4.6) apresenta os valores médios semanais da  $ET_o$  e da ET para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004.

Nota-se que a  $ET_o$  apresenta valores mais elevados em relação à ET durante praticamente todo o período (Pousio 1, Arroz e Pousio 2). Durante o período do Arroz é possível observar que a  $ET_o$  mostra uma tendência de crescimento com o aumento do desenvolvimento da cultura e, principalmente, a partir do período em que a cultura do arroz passou a ser coberta com a lâmina de água (27Dez2003). Entre os dias 97 e 132 após o plantio ocorre um acentuado decaimento tanto na taxa da evapotranspiração da cultura quanto na evapotranspiração de referência. Isso ocorre devido à baixa precipitação nesse período, à proximidade da fase de maturação da cultura e o final do período de irrigação, acarretando diminuição da evaporação e da transpiração. Nos períodos referente aos Pousios 1 e 2 os valores de  $ET_o$  são muito próximos aos da ET, mas ainda ligeiramente maiores.

A média semanal da ET em mm/dia alcançou o seu maior pico de 4,58 mm/dia na 13<sup>a</sup> semana após o plantio (SAP), isso porque a maioria da radiação foi interceptada pelo dossel da cultura. Nesse período o arroz encontra-se no final da fase reprodutiva (IAF alcança seu valor máximo de  $4,8$  m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup>) (Tabela 4.2). Medidas do índice de área foliar excederam  $1,0$  m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup> após 4<sup>a</sup> SAP alcançando um valor máximo de  $4,8$  m<sup>2</sup>/m<sup>2</sup> na 12<sup>a</sup> SAP (Tabela 4.2). No norte da Índia, em Dehra Dun, Bhardwaj (1983) conduziu experimentos em lisímetros e observou um valor máximo de ET de 6,5 mm/dia na 6<sup>a</sup> semana após o arroz ter sido transplantado, ou seja, aproximadamente na 10<sup>a</sup> SAP sob condições semi-úmidas, enquanto um valor máximo de 7,2 mm/dia em condições semi-áridas na Ludhiana foi registrado durante a 9<sup>a</sup> semana após o arroz ter sido

transplantado ( $\approx 13^{\text{a}}$  SAP) (SANDHU et al., 1982). Mais recentemente, Tyagi et al., 2000 também utilizando medidas de lisímetros obtiveram um valor máximo de 6,61 mm/dia na 11<sup>a</sup> semana após o arroz ter sido transplantado sob condições semi-áridas em Karmal na Índia. A partir da 13<sup>a</sup> SAP até o final (19<sup>a</sup> SAP) ocorreu uma redução gradual na ET (de 4,58 para 2,08 mm/dia). Esse comportamento acontece principalmente porque o IAF diminui drasticamente devido à senescência da folha e, além disso, durante o período de maturação do arroz a lavoura não é mais irrigada.

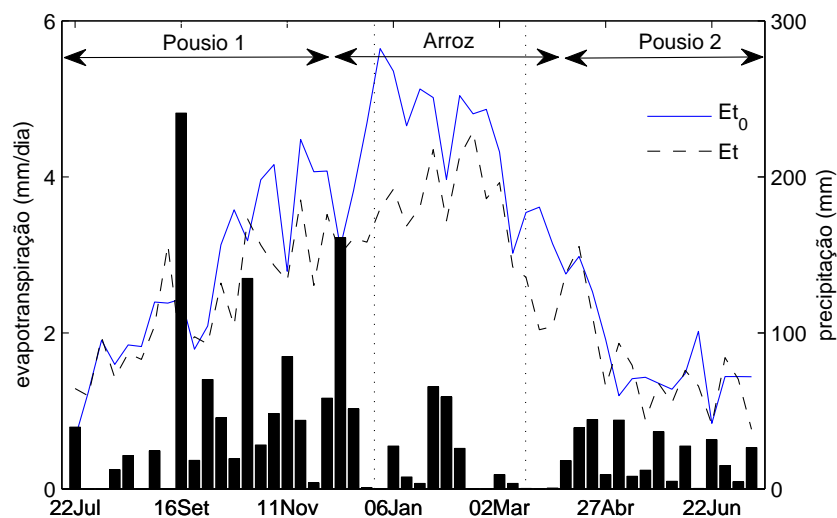


Figura 4.6: Média semanal da evapotranspiração (ET), evapotranspiração de referência (ET<sub>0</sub>) dada em mm/dia e precipitação semanal acumulada em mm para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004 para o sítio de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

Os valores da ET<sub>0</sub> integrada sobre o período do arroz (132 dias) foram de aproximadamente 569 mm enquanto a ET apresentou valores de 451 mm. Na média, a ET<sub>0</sub> foi maior que a ET em 117 mm (21%) para o período do ciclo do arroz. Tyagi et al., (2000) obtiveram uma evapotranspiração de 587 mm durante o período do arroz, enquanto Sandhu et al., (1982), que calcularam a ET através do balanço de água, registraram um valor de 701 mm. Logo, os valores encontrados por estes autores foram em média 23 e 35% maiores que o obtido em nosso estudo, respectivamente. Vu et al., (2005) também calcularam a evapotranspiração para a cultura do arroz utilizando lisímetros para quatro diferentes experimentos: nos anos de 1998 e 1999 em Tsukuba e em 2002 e 2003 em Tokyo, ambas cidades no Japão. Foram monitorados três diferentes variedades de arroz. No entanto, os resultados apresentados por Vu et al., (2005) mos-

tram que a ET pode exibir considerável variabilidade entre as diferentes cultivares, ou seja, os fatores tais como a altura da planta, forma, abertura dos estômatos da folha, densidade e estrutura das folhas são algumas das características que podem influenciar na evapotranspiração. Além disso, para o mesmo cultivar foi observado valores cumulativos de ET diferentes, o que mostra que as diferenças nas condições climáticas de um ano para o outro também podem influenciar nos valores da ET observada. Hirasawa (1995) também descreveu que as condições ambientais tais como déficit de pressão de vapor, radiação solar, temperatura do ar, velocidade do vento, entre outras, afetam a ET influenciando a evaporação da água na interface folha-ar.

Tabela 4.2: Índice de área foliar (IAF) e média semanal da evapotranspiração (ET) e evapotranspiração de referência (ET<sub>o</sub>) para o ciclo do arroz.

Semanas após Plantio (SAP)	IAF (m <sup>2</sup> /m <sup>2</sup> )	ET (mm/dia)	ET <sub>o</sub> (mm/dia)
1	0,25	2,61	4,07
2	0,47	3,52	4,07
3	0,81	3,01	3,10
4	1,10	3,21	3,82
5	1,20	3,16	4,69
6	1,35	3,59	4,64
7	1,60	3,84	5,36
8	1,91	3,37	4,65
9	3,33	3,61	5,13
10	3,70	4,35	5,13
11	3,92	3,44	3,97
12	4,80	4,26	5,04
13	4,01	4,58	4,81
14	4,32	3,72	4,86
15	2,63	3,93	4,32
16	2,60	2,84	3,02
17	2,30	2,71	3,54
18	1,80	2,04	3,61
19	1,70	2,08	3,14

Para os períodos de Pousio 1 e 2 os valores acumulados da evapotranspiração de referência ET<sub>o</sub> foram de 318 e 181 mm, respectivamente. Já os valores da ET foram de 267 mm para o Pousio 1 e 170 mm para o Pousio 2. Na média, a ET<sub>o</sub> foi maior que a ET em 16 e 6,6% para os períodos de Pousios 1 e 2, respectivamente, podendo ser concluído que não houve diferenças significativas entre a ET<sub>o</sub> e a ET para os períodos

de Pousio. Somando os valores de ET, obtidos para os períodos de Pousio, com a ET do ciclo do arroz a evapotranspiração acumulada ao longo de todo o período foi de aproximadamente 888 mm. Isso mostra que os períodos de Pousio representam 30 e 19% da evapotranspiração total.

#### 4.4 Coeficiente de cultura $K_c$

A Figura (4.7) mostra a variação diária da razão  $ET/ET_o$  para o ciclo do arroz. A razão  $ET/ET_o$  é também conhecida como coeficiente de cultura ( $K_c$ ) e nos fornece informações sobre o comportamento médio diário da evapotranspiração. Ele varia de cultura para cultura, e é amplamente utilizado no planejamento e otimização da utilização de recursos hídricos em áreas irrigadas. Observa-se que durante todo o ciclo o  $K_c$  variou entre 0,3 e 1,3. No período inicial do plantio (primeiros 30 dias) o valor de  $K_c$  foi de  $0,68 \pm 0,17$ . Esses valores são explicados em grande parte pelo fato do IAF apresentar valores inferiores a 1,0 (Tabela 4.2). Durante este período, a evaporação a partir do solo é importante e a variabilidade na magnitude de  $K_c$  é afetada pelas condições da superfície. Durante o estágio de desenvolvimento da cultura, fica diminuída a exposição direta do solo à incidência de radiação solar e, por consequência, aumenta o valor de  $K_c$  para  $0,84 \pm 0,21$ . Na fase final do ciclo da cultura, período de maturação, ocorre novamente uma diminuição do valor de  $K_c$  para  $0,64 \pm 0,19$ .

De acordo com os resultados obtidos, os valores estimados de  $K_c$  diferem dos valores sugeridos pela FAO para a cultura de arroz. Essas diferenças podem ser atribuídas primeiramente ao cultivar, às diferenças nas condições climáticas locais e às diferenças sazonais nos padrões de crescimento da cultura, já que esses valores de  $K_c$  referem-se à cultura de arroz numa região subtropical, diferentemente dos valores encontrados na literatura, que fazem referência a áreas cultivadas de arroz principalmente na região dos trópicos. Tais diferenças, obviamente, refletem a dificuldade não somente em extrapolar os coeficientes de cultura para outras regiões, mas também em aplicar esses coeficientes em anos distintos com diferentes padrões de desenvolvimento da cultura.



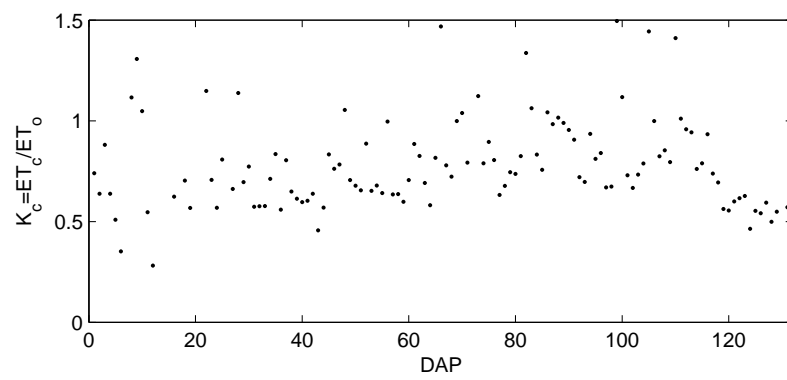


Figura 4.7: Variação diária do coeficiente de cultura  $K_c = ET/ET_o$  para o ciclo do arroz em Paraíso do Sul - RS.

# Capítulo 5

## Resultados do Modelo

Neste capítulo, inicialmente, serão apresentados os resultados da validação dos dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS*, do experimento *spin-up* e do Modelo de Superfície Noah. A partir da simulação do *Noah LSM*, versão *offline* 2.7.1, foram obtidos os fluxos de energia superficiais (fluxos de calor sensível (H), latente (LE), de calor no solo (Fg) e saldo de radiação (Rn)), além da temperatura do solo e umidade volumétrica para comparação com os dados observados. Para o *Noah LSM* são apresentados os resultados obtidos sem nenhuma alteração no código original do modelo. Adicionalmente, apresenta-se os resultados com as implementações realizadas no modelo.

### 5.1 Validação dos dados do *SALDAS*

Devido ao número limitado de torres micrometeorológicas de observações contínuas disponíveis na América do Sul, e particularmente, no estado do Rio Grande do Sul - RS, neste trabalho utilizou-se os dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* para a realização do experimento *spin-up*, ou seja, para realizar a estabilização dos modelos *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. Os dados de forçantes atmosféricas usados para forçar o *Noah LSM* são: precipitação, radiações de onda curta e onda longa incidente, temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e pressão. A validação dos dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* foi realizada através da comparação com os dados observados obtidos da torre micrometeorológica para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004, num

total de 366 dias. A torre foi instalada sobre uma cultura de arroz irrigado, em Paraíso do Sul, localizada na região central do RS ( $29^{\circ} 44' 39,6''\text{S}$ ;  $53^{\circ} 8' 59,8''\text{W}$ ).

As comparações entre os dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* com os dados observados foram feitas para a precipitação, a radiação de onda curta incidente, a temperatura e a umidade específica. Para estas comparações foram calculados os índices estatísticos viés ou (*bias*), raiz quadrada do erro médio quadrático (REMQ) e coeficiente de correlação, a fim de melhor representar a veracidade dos dados comparados.

### a) Precipitação

Na Figura (5.1) é apresentada a precipitação mensal média, obtida dos dados observados e dos dados do *SALDAS*, e o viés como uma função do tempo, dado em mm/dia. Além disso, também é mostrada a precipitação total diária. Na Figura (5.1) é possível observar que a precipitação média mensal é razoavelmente representada pelos dados obtidos do *SALDAS*, principalmente, durante o verão e o outono, meses em que a precipitação observada apresentou valores menores. No entanto, as maiores diferenças encontradas na comparação aconteceram nos meses de setembro a dezembro de 2003, uma vez que durante esse período ocorreram dias em que as precipitações foram mais significativas, da ordem de 100 mm/dia. O mesmo comportamento pode ser observado na análise do viés, o qual apresentou valores positivos durante todo o período variando entre 1,0 - 1,5 mm/dia. A média anual do viés foi de 1,1 mm/dia.

É importante reconhecer que existem vários fatores responsáveis por limitar o rigor da comparação entre os dados observados e do *SALDAS*. Entre eles destaca-se o fato de os dados do *SALDAS* serem um produto de diferentes fontes de dados, tais como: SARR, GOES-8, TRMM-RT e dados observacionais, como mostrado por de Gonçalves et al. (2009). Além disso, os conjuntos de dados do *SALDAS* são linearmente interpolados no espaço e no tempo, enquanto que os dados observados utilizados nesse trabalho são obtidos em um único ponto. As estações meteorológicas são particularmente escassas e distribuídas de forma desigual na América do Sul, o que compromete a caracterização dos padrões espaciais tanto da precipitação quanto dos demais produtos.

A Figura (5.2) mostra a média mensal da REMQ para a precipitação em mm/dia. Verifica-se que a REMQ apresenta valores superiores, principalmente, para os meses de

setembro a dezembro de 2003, consistente com os resultados mostrados anteriormente para o viés. Adicionalmente, a média da REMQ para todo o período foi de 20,96 mm e a correlação entre a precipitação média diária do *SALDAS* e dados observados foi de 0,53.

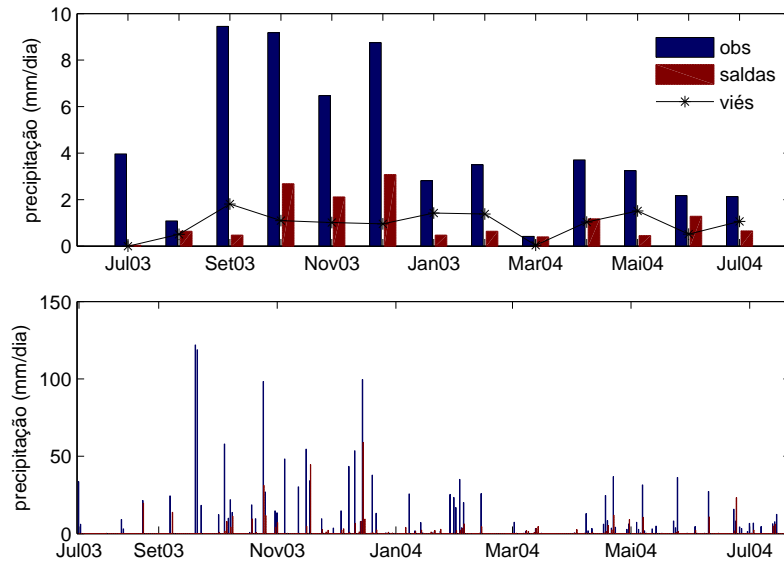


Figura 5.1: (a) Comparação da precipitação mensal média observada e dados do *SALDAS* (mm/dia) como uma função do tempo e (b) precipitação total diária (mm/dia) para a região de Paraíso do Sul.

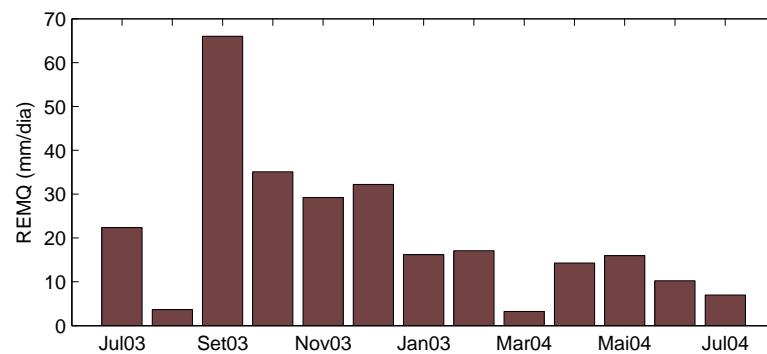


Figura 5.2: Raiz quadrada do erro médio quadrático (REMQ) para a precipitação mensal média expressa em mm/dia.

### b) Radiação de onda curta incidente

Na Figura (5.3) são apresentadas as médias diárias e mensais para a radiação de onda curta incidente em  $W/m^2$ . A partir da figura é possível observar que os dados do *SALDAS* representam satisfatoriamente tanto as médias diárias quanto as médias

mensais para a radiação de onda curta incidente, com exceção do período inicial (julho a setembro de 2003). Porém, considera-se novamente que os dados de radiação solar incidente do *SALDAS* são derivados do conjunto de dados GL1.2 (agregados de 30 minutos e  $0,04^\circ$  para 3 horas e  $0,125^\circ$  de resolução) e também utiliza-se os dados de SARR na ausência de dados do GOES.

A Figura (5.4) mostra a variação sazonal do viés e da REMQ para a comparação dos dados de radiação de onda curta incidente do *SALDAS* e observados. As barras, na figura, expressam o viés médio mensal em  $\text{W/m}^2$ , enquanto a linha indica a REMQ, também em  $\text{W/m}^2$ . Durante todo o período o viés apresentou valores positivos, com uma variação anual entre  $0,5 - 10,0 \text{ W/m}^2$ . Porém, na média os dados do *SALDAS* tendem a superestimar os dados de radiação incidente observados, com um valor de viés médio anual de  $3,42 \text{ W/m}^2$ . A correlação entre as médias diárias do *SALDAS* e dados observados foi de  $0,86$ , mostrando uma boa concordância entre os mesmos.

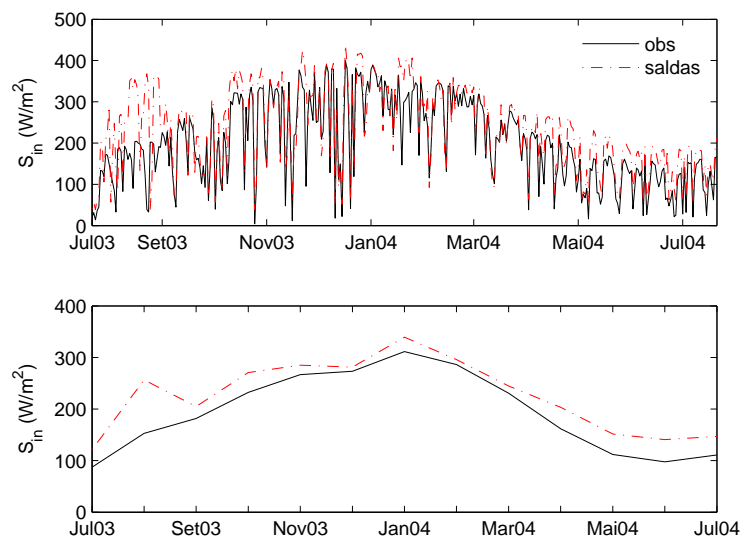


Figura 5.3: Médias (a) diárias e (b) mensais da radiação de onda curta incidente ( $\text{W/m}^2$ ) para o período de julho de 2003 a julho de 2004.

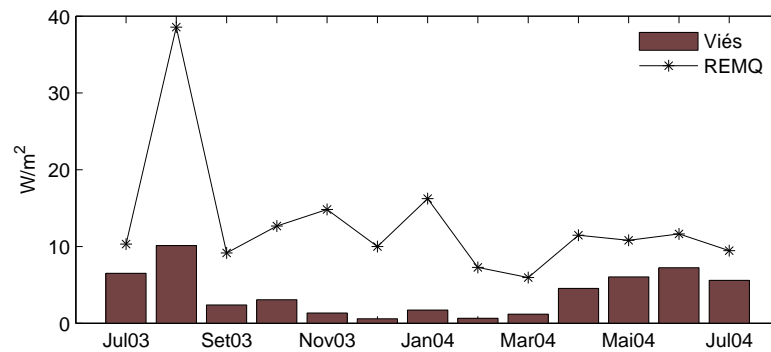


Figura 5.4: Média mensal do viés (barras) e REMQ (linha) para a radiação de onda curta incidente em  $W/m^2$ .

### c) Temperatura e umidade específica

As Figuras (5.5) a (5.8) mostram as comparações entre os dados observados e do *SALDAS* para a temperatura do ar e umidade específica. As linhas, na Figura (5.5), indicam a média diária da temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ) para os dados observados e do *SALDAS*, enquanto que a barra indica o coeficiente de correlação mensal. Na Figura (5.5) é possível observar que a temperatura do ar é bem representada pelos dados do *SALDAS*, tanto pela média diária quanto pelo coeficiente de correlação. O coeficiente de correlação apresentou valores mensais entre 0,86 e 0,98, com a média anual de 0,94, que indica uma boa correlação entre os dados observados e do *SALDAS*.

As barras, na Figura (5.6a), indicam o viés médio mensal em  $^{\circ}C$ , enquanto que a linha a REMQ, entre os dados do *SALDAS* e observados, para a temperatura do ar. Além disso, na Figura (5.6b) é apresentado o diagrama de dispersão juntamente com o respectivo ajuste linear para os dados de temperatura do ar em  $^{\circ}C$ . Os resultados, para o viés médio mensal, indicam uma sazonalidade bem definida, com valores negativos durante o inverno e positivos no restante do ano, concordando com a sazonalidade existente para a temperatura do ar ao longo do ano. A região de Paraíso do Sul localiza-se na região central do estado do RS, no sul do Brasil, onde as estações do ano são bem definidas, apresentando um inverno severo, que chega a temperaturas negativas, e um verão com temperaturas superiores a  $30^{\circ}C$ . O viés, entre as médias diárias do *SALDAS* e dados observados, para o período inteiro (Jul2003 a Jul2004) foi de  $0,30^{\circ}C$ . Também, cabe ressaltar que os dados do *SALDAS* são a 2 m, enquanto os dados observados são medidos a 10 m de altura. No entanto, nota-se que mesmo

a temperatura sendo medida a 10 m, em alguns períodos, a mesma apresenta valores superiores aos indicados pelo *SALDAS*. Esse fato pode ser observado durante todo o período em que o arroz encontra-se inundado com a lâmina de água (a partir de 27Dez2003) e durante os períodos com níveis de precipitações capazes de encharcar a superfície do solo. O encharcamento da superfície ocorre com facilidade, visto que a região é de várzea e apresenta as camadas mais profundas (a partir de 40 cm de profundidade) totalmente saturadas, independentemente da precipitação. Com isso, a temperatura próxima à superfície é menor nesses períodos. A REMQ apresenta uma sazonalidade bem definida, com média anual de 1,92 °C. A partir do diagrama de espalhamento também observa-se que os dados apresentam uma boa concordância, o que é justificado pelo ajuste linear entre os dados.

Na Figura (5.7) são apresentadas as médias diárias para a umidade específica em g/kg, representada pelas linhas, e o coeficiente de correlação mensal, indicado pelas barras, para os dados observados e do *SALDAS*. A partir da figura é possível verificar que os dados do *SALDAS* representam satisfatoriamente os dados observados. Isso é observado tanto pela comparação das médias diárias quanto pela análise do coeficiente de correlação mensal. O coeficiente de correlação mensal apresentou valores entre 0,91 e 0,99, indicando que os dados das forçantes atmosféricas do *SALDAS* são representativos dos dados observados. Além disso, o coeficiente de correlação médio anual foi de 0,95.

Na Figura (5.8) o viés médio mensal é indicado pelas barras, enquanto a REMQ pela linha para os dados de umidade específica em g/kg. Os valores médios mensais do viés mostram que os dados do *SALDAS* superestimam os dados observados em aproximadamente 0,5 - 2,0 g/kg. Além disso, observa-se que as maiores diferenças ocorrem no mesmo período em que os dados de precipitação do *SALDAS* não são bem representados pelos dados observados. Este padrão pode estar relacionado as deficiências na distribuição de água na atmosfera dos dados da SARR (de GONÇALVES et al., 2009). Os valores da REMQ também mostram o mesmo padrão, ou seja, que os dados do *SALDAS* são capazes de representar satisfatoriamente os dados observados para a umidade específica.

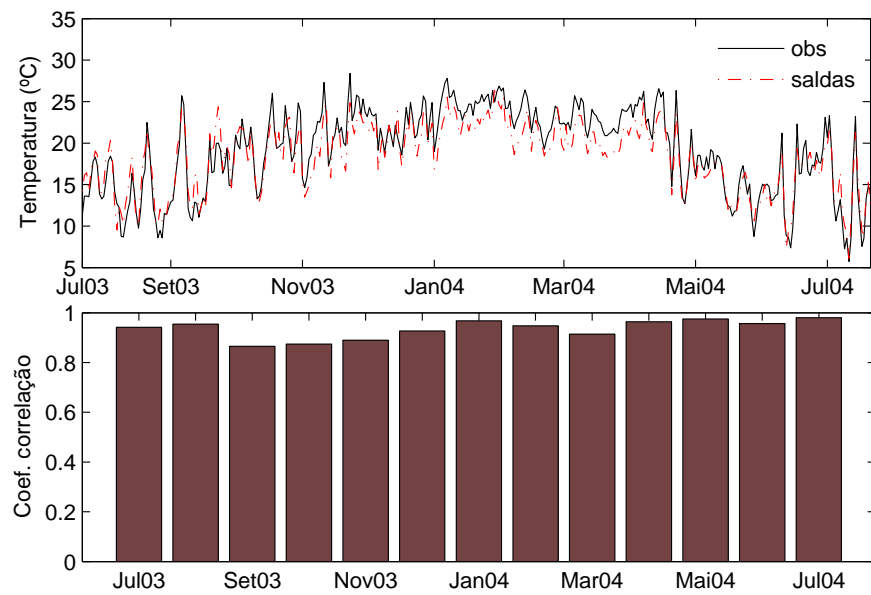


Figura 5.5: Média diária da temperatura do ar (°C) (linhas) e coeficiente de correlação mensal (barras) para o período de julho de 2003 a julho de 2004.

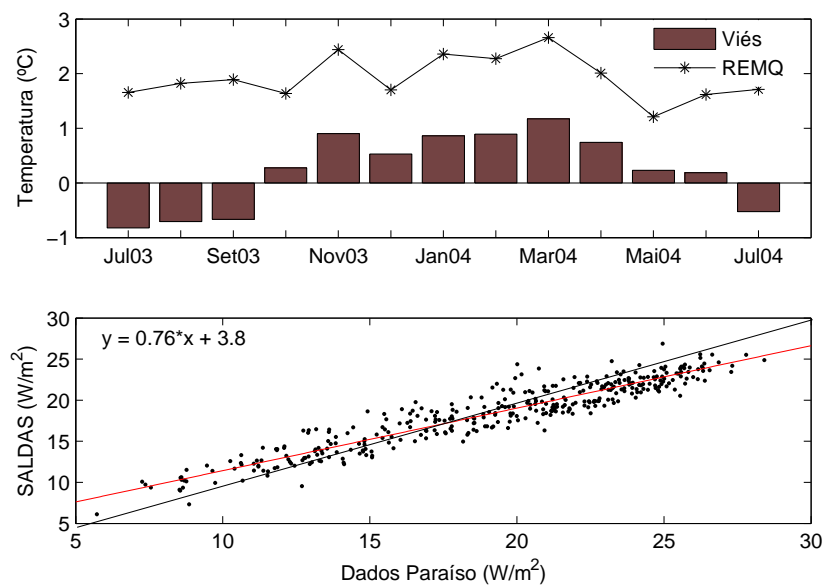


Figura 5.6: Viés da temperatura média mensal (barras) e REMQ (linha) em °C para o período de julho de 2003 a julho de 2004.



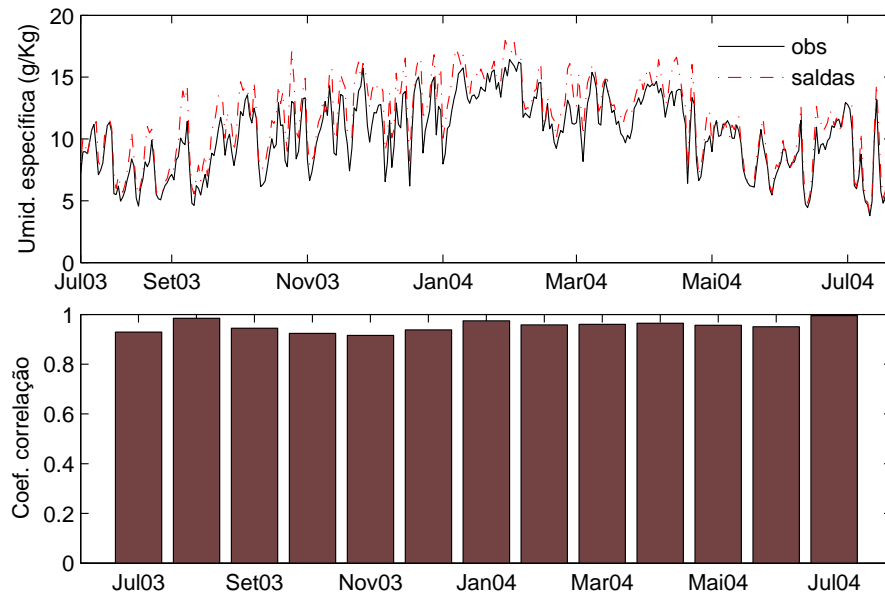


Figura 5.7: Média diária da umidade específica (g/kg) (linhas) e coeficiente de correlação mensal (barras) para o período de julho de 2003 a julho de 2004.

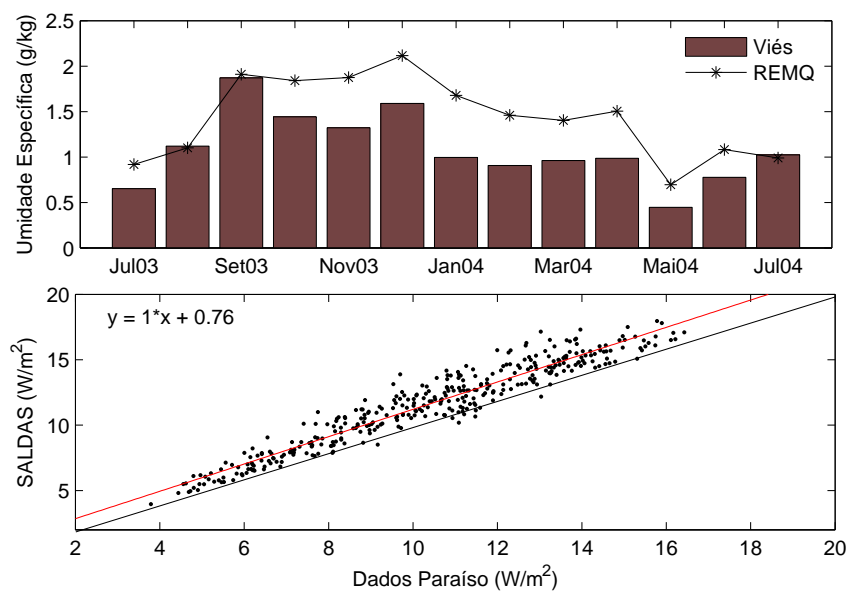


Figura 5.8: Viés da umidade específica mensal média (barras) e REMQ (linha) em g/kg para o período de período de julho de 2003 a julho de 2004.

## 5.2 *Spin-up*

O *spin-up* é definido como o tempo necessário para um modelo alcançar o estado de equilíbrio. Depois de um certo número de anos de integrações, supõe-se que os campos simulados não variem significativamente de um ano para outro. Segundo Cosgrove et al. (2003), sem o processo de *spin-up* as simulações da superfície podem ser negativamente influenciadas. As condições iniciais da umidade volumétrica têm impacto a longo prazo e uma inicialização utilizando dados climatológicos pode afetar o desempenho do modelo durante o período da simulação.

Os modelos de superfície caracterizam-se por uma única climatologia da superfície. Mesmo fornecendo forçantes meteorológicas idênticas, parâmetros de vegetação e características do solo, a climatologia dos modelos pode ser diferente de modelo para modelo devido as complexas interações entre as parametrizações (KOSTER e MILLY, 1996). Esta climatologia representa o estado do modelo preferido que se encontra dentro dos limites determinados tanto pelos forçantes externos quanto pela física do modelo. Quando um modelo de superfície é inicializado com condições de superfície que afastam-se desse estado preferido, o modelo passa por um período de *spin-up* durante o tempo de armazenagem interna do modelo e se ajusta a partir das condições iniciais, para um estado de equilíbrio (YANG et al., 1995).

A longo prazo, conjuntos de dados de forçantes consistentes são raramente avaliados através do processo *spin-up* para modelos de superfície, a fim de gerar condições iniciais perfeitas. A simulação de vários anos pode ser computacionalmente cara, dependendo da resolução espacial e domínio abrangente, sendo necessário recorrer a outros métodos de *spin-up* ou outra forma de inicialização dos modelos de superfície. Talvez o método mais comum consista em realizar um *loop* repetidamente através de um único ano. Quando ocorre o equilíbrio dos fluxos ou dos estados da superfície terrestre (ou seja, deixam de variar significativamente de ano para ano), o experimento *spin-up* é considerado completo e a simulação experimental é iniciada (RODELL et al., 2005). A desvantagem de realizar um *loop* para um único ano é que não pode-se fornecer uma climatologia precisa, e quaisquer anomalias meteorológicas regionais se acumularão como anomalias nos estados de superfície terrestre ainda que um equilíbrio natural seja atingido (SCHLOSSER et al., 2000).

Vários estudos investigam a sensibilidade dos modelos atmosféricos diante de diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo para diferentes escalas de tempo. Desse modo, inicialmente foram realizados experimentos com o *Noah LSM* para demonstrar que uma inicialização errada da umidade volumétrica inicial pode gerar consequências na simulação do modelo a longo prazo, mesmo com dados de forçantes atmosféricas corretos. Executando cinco meses de simulação com o *Noah LSM* para dois valores de condições iniciais da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35  $\text{m}^3/\text{m}^3$  (como sugerido por GRUNMANN, 2005), observa-se que as diferenças introduzidas nas condições iniciais têm um grande impacto a longo prazo mesmo com os dados de forçantes atmosféricas corretos.

As Figuras (5.9) a (5.12) mostram a persistência da inicialização causada pelas diferenças na umidade volumétrica do solo para cada uma das quatro camadas do solo, 5, 25, 75 e 150 cm, respectivamente. Por último, as Figuras (5.13) a (5.14) mostram a discrepância nos fluxos de energia superficiais que esta diferença, na umidade volumétrica do solo inicial, pode produzir durante o período de uma semana de previsão. Esses resultados enfatizam a importância de uma inicialização adequada da umidade volumétrica do solo. É possível perceber que a umidade volumétrica do solo tem grande influência sobre as simulações numéricas do tempo e clima, podendo afetar a partição de energia entre calor sensível e latente devido as diferenças na disponibilidade de energia e água na superfície.

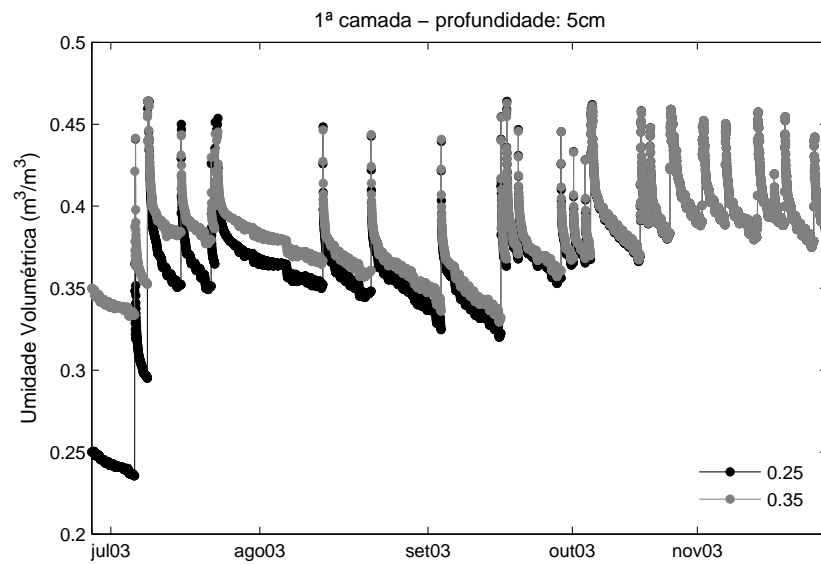


Figura 5.9: Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Primeira camada.

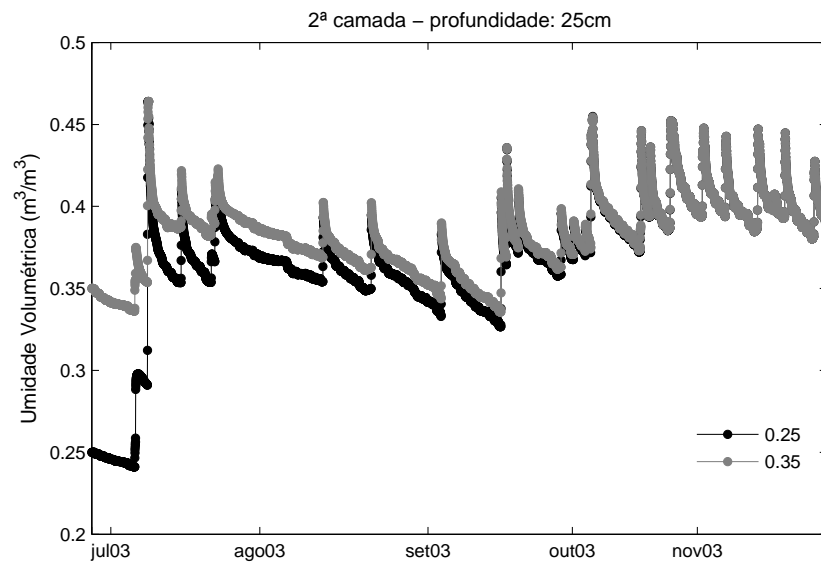


Figura 5.10: Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Segunda camada.

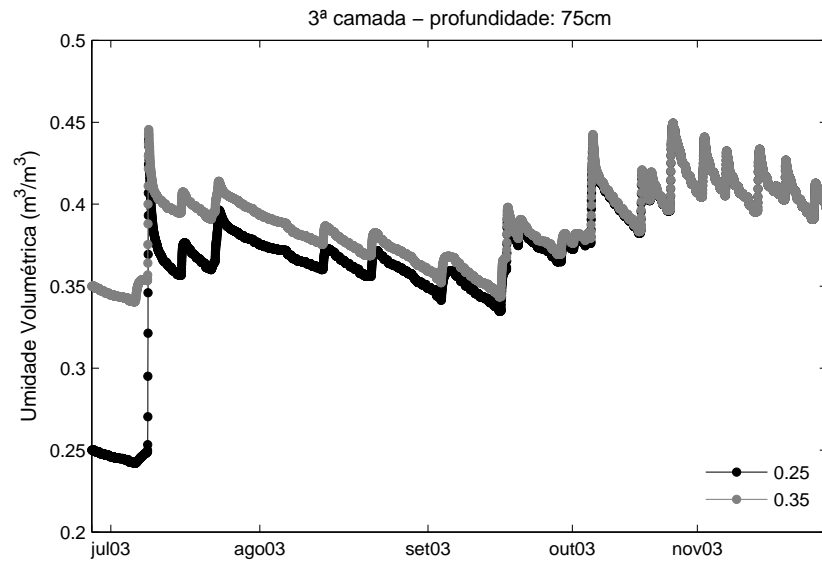


Figura 5.11: Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Terceira camada.

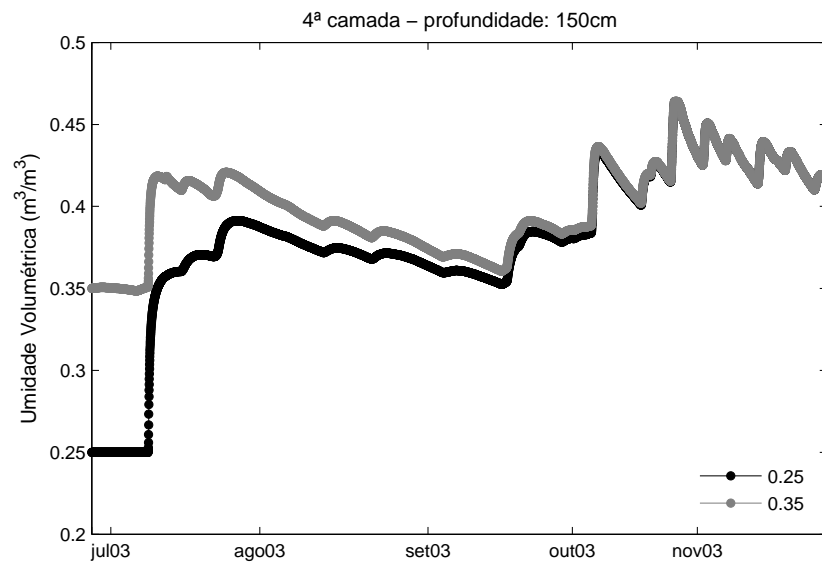


Figura 5.12: Umidade volumétrica para cinco meses de simulação utilizando duas diferentes inicializações da umidade volumétrica do solo, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Quarta camada.

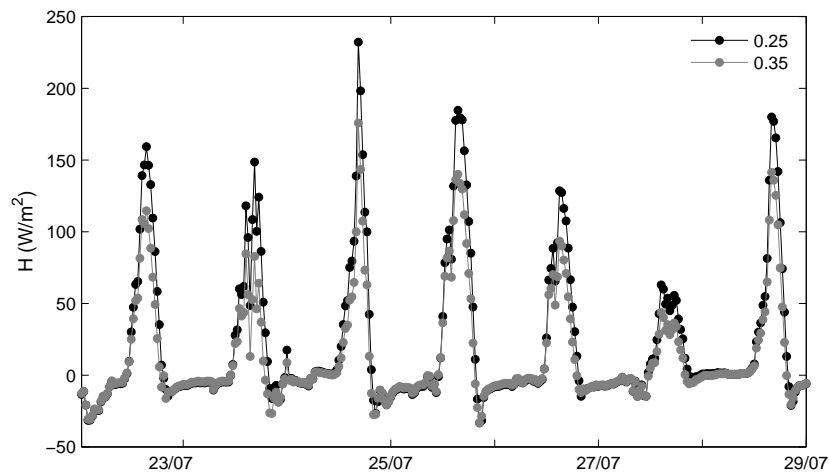


Figura 5.13: Impacto da umidade volumétrica do solo inicial para duas diferentes inicializações da umidade volumétrica, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Fluxo de calor sensível para o período de uma semana.

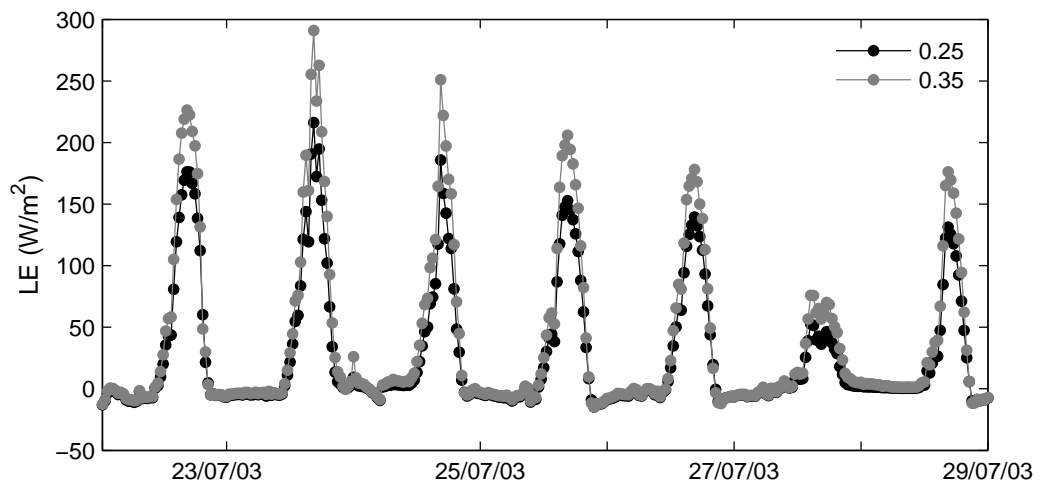


Figura 5.14: Impacto da umidade volumétrica do solo inicial para duas diferentes inicializações da umidade volumétrica, 0,25 e 0,35 (volumétrico). Fluxo de calor latente para o período de uma semana.

## 5.3 Resultados do Modelo de Superfície Noah

O *Noah LSM* foi executado para o período de 22Jul2003 a 21Jul2004. As condições iniciais idealizadas foram obtidas do experimento *spin-up* realizado com os dados de forçantes atmosféricas do *SALDAS* para o período de 22Jul2000 a 21Jul2003. O primeiro passo de tempo do dia 22Jul2003 foi ajustado a partir do último passo de tempo do dia 21Jul2003. O modelo foi forçado por dados observados obtidos a partir da torre micrometeorológica.

### 5.3.1 *Noah LSM*

#### Balanco de energia

Os fluxos de energia superficiais (Figuras 5.15 - 5.18) simulados pelo *Noah LSM* foram comparados com dados observados obtidos a partir da torre micrometeorológica localizada na região de estudo. Nesta primeira parte, não foi feita nenhuma alteração com relação à rotina do modelo. O modelo utilizado está descrito na seção 2.1.

Na Figura (5.15a) é apresentado o ciclo diário mensal do fluxo de calor sensível ( $H$ ) para os dados observados e simulados, enquanto a Figura (5.15b) mostra o diagrama de dispersão, juntamente com o ajuste linear e o coeficiente de determinação para as médias de 30 minutos. Na Figura (5.15) observa-se que o modelo é capaz de simular satisfatoriamente os dados observados durante o dia, com exceção dos meses de janeiro, fevereiro e março de 2004. No entanto, durante a noite, verifica-se diferenças entre os resultados observados e simulados pelo modelo durante todo o período. Também observa-se que os resultados obtidos a partir do *Noah LSM* superestimam os dados observados para o fluxo de calor sensível na maior parte do tempo. O mesmo comportamento pode ser notado para o fluxo de calor latente (Figura 5.16), porém durante o período noturno o modelo simula os dados de LE satisfatoriamente, diferentemente do que acontece no período diurno.

Os resultados para os coeficientes de determinação ( $R^2$ ), 0,74 e 0,88, para os fluxos de calor sensível e latente, respectivamente, indicam que existe uma boa relação entre os dados observados e os gerados pelo modelo. No entanto, observa-se que discrepâncias

ocorrem no período do ciclo da cultura, ou ainda, mais especificamente durante o período em que a cultura de arroz é irrigada, representado nas figuras pelos pontilhados verticais. Durante o período da cultura, no início do ciclo, a superfície é coberta por água e os valores do LE aumentam devido a alta evaporação na superfície da água. Porém, à medida que a cultura se desenvolve e sombreia a água, a evaporação decresce e aumenta a atividade fotossintética (transpiração do dossel) (SANTOS, 2009). Com o fluxo de calor sensível ocorre o comportamento inverso, isto é, à medida que a cultura se desenvolve, o fluxo de calor sensível diminui. Os resultados simulados pelo *Noah LSM* apresentam o comportamento esperado para o fluxo de calor latente, porém para o fluxo de calor sensível, ocorre o comportamento inverso, enquanto os dados observados do H diminuem, à medida que a cultura se desenvolve, os dados simulados pelo modelo aumentam sua intensidade.

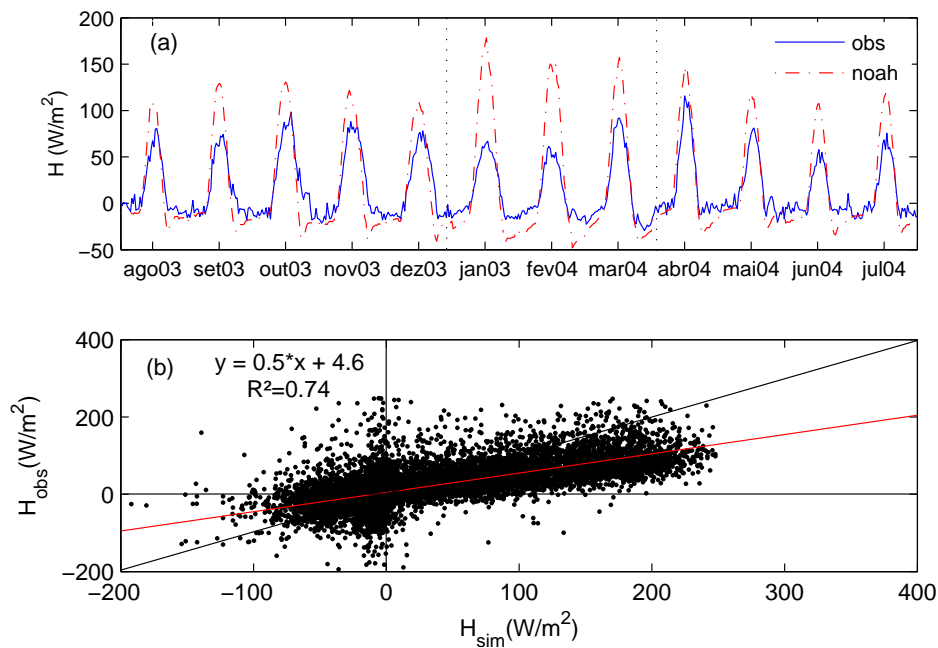


Figura 5.15: (a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.



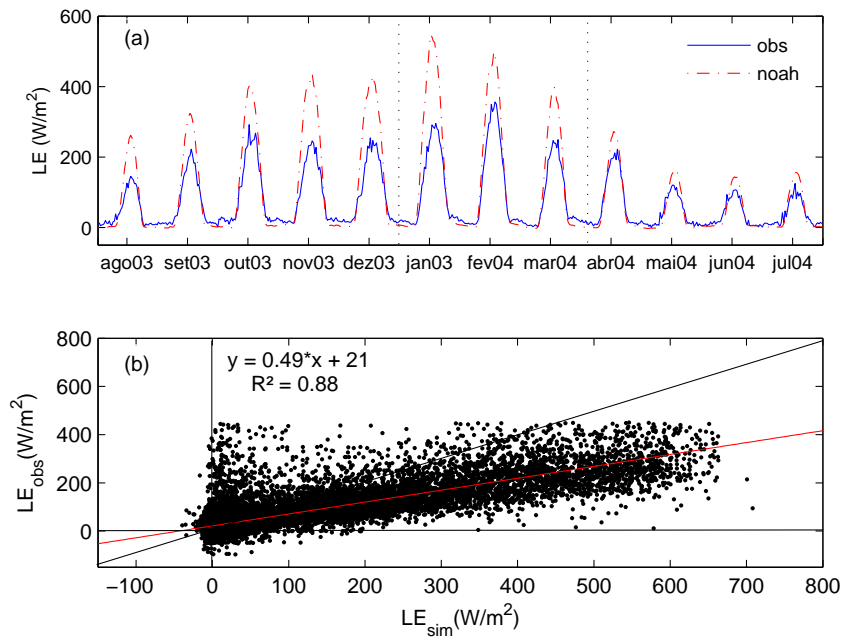


Figura 5.16: (a) Fluxo de calor latente obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

Por outro lado, observa-se que o fluxo de calor no solo (Figura 5.17), simulado pelo *Noah LSM*, subestima os dados observados, com exceção dos meses de fevereiro, junho e julho de 2004, e apresentam um coeficiente de determinação de 0,74. Numa condição de solo descoberto e sem irrigação a temperatura do solo é continuamente alterada devido à radiação que chega na superfície, a qual produz flutuações diárias significativas, principalmente nos primeiros 30 cm abaixo da superfície do solo. No entanto, sob irrigação e à medida que a superfície está completamente sombreada pela cultura, há pouca radiação chegando na superfície. Portanto, no início do ciclo da cultura, a evapotranspiração é, na sua maior parte, composta de evaporação da superfície da água, mas, à medida que a cultura cresce e sombreia a água, a evaporação decresce juntamente com a temperatura do solo e aumenta a transpiração do dossel (SANTOS, 2009). Como consequência,  $F_g$  tem pequena magnitude nessa etapa da cultura e quantidades significativas de energia são convertidas em calor latente. Na medida que o arroz vai chegando ao final do ciclo, intensifica-se o processo de senescência, perda das folhas e também cessa o processo de irrigação. Durante esse período o fluxo de calor latente passa novamente a diminuir de intensidade e o fluxo de calor no solo volta a aumentar.

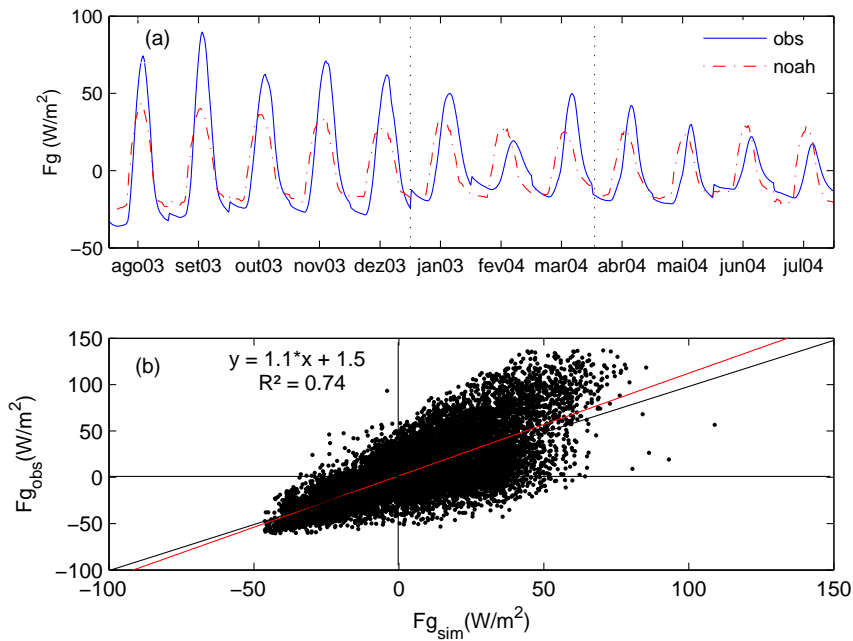


Figura 5.17: (a) Fluxo de calor no solo obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

Esse comportamento pode ser observado na análise das Figuras (5.16) e (5.17), ou seja, nos meses em que ocorre a irrigação da cultura de arroz o fluxo de calor no solo diminui enquanto o fluxo de calor latente aumenta. Isto também é verificado nos dados simulados pelo modelo. Além disso, nota-se, na Figura (5.17a), que o fluxo de calor no solo apresenta pequena defasagem quando comparamos os dados observados com os dados simulados. Essa defasagem do  $F_g$  (ou seja, o pico dos dados de  $F_g$  simulados ocorre antes do pico dos dados observados) é um problema comumente encontrado nos modelos de superfície. T. H. Chen et al. (1997) comparou resultados obtidos a partir de 23 modelos de superfície, versão *offline*, com dados observados e constataram que a maioria dos modelos produziram um pico anterior nos dados simulados de fluxos de calor do solo, o qual pode ser devido a um atraso na transferência de informação da temperatura do solo nos cálculos da camada limite atmosférica. Porém, nesse trabalho observa-se que essa defasagem apresenta um comportamento acentuado durante o período com a lâmina de água.

Portanto, analisando-se as componentes dos fluxos superficiais de energia evidencia-se a necessidade de um melhor ajuste do modelo, a fim de melhorar a partição do saldo

de energia, principalmente durante o período no qual existe a lâmina de água. Segundo Chen e Dudhia (2001), modelar o fluxo de calor latente é mais difícil devido às complexas interações entre a fisiologia da planta e o processo de evapotranspiração: os resultados acima sugerem que o *Noah LSM* utilizando somente a umidade volumétrica para determinar a taxa de evaporação não é capaz de representar corretamente a influência das condições ambientais.

Outro problema, que complica ainda mais a validação dos resultados do modelo contra os fluxos de calor na superfície observados, é que o balanço de energia na superfície é usualmente não preservado nos dados observados, porém é preservado no modelo (CHEN e DUDHIA, 2001). Como mostrado na Figura (5.18), o modelo simulou bem o saldo de radiação, fato esse que está relacionado à maneira como ele é calculado no modelo. No *Noah LSM*, o  $R_n$  é função da radiação solar incidente, da radiação de onda longa incidente, do albedo e da temperatura do ar, sendo todas essas variáveis de entrada no modelo. A radiação líquida ( $R_n$ ) é particionada em calor latente (LE), calor sensível (H) e calor no solo (Fg) e, portanto, o fluxo de calor residual R ( $R = R_n - LE - H - Fg$ ) deveria teoricamente ser igual a zero. Medições independentes das componentes dos fluxos de energia superficiais usualmente não garantem o balanço de energia na superfície, como apresentado no capítulo 4.

O principal impacto termodinâmico da irrigação é o particionamento dos fluxos de calor sensível e latente nos locais afetados. Assim, um aumento na irrigação ou encharcamento da superfície reduz o fluxo de calor sensível, aumentando a evaporação (numa superfície de solo descoberto) e a transpiração (numa superfície com cultura) (PIELKE, 2001).

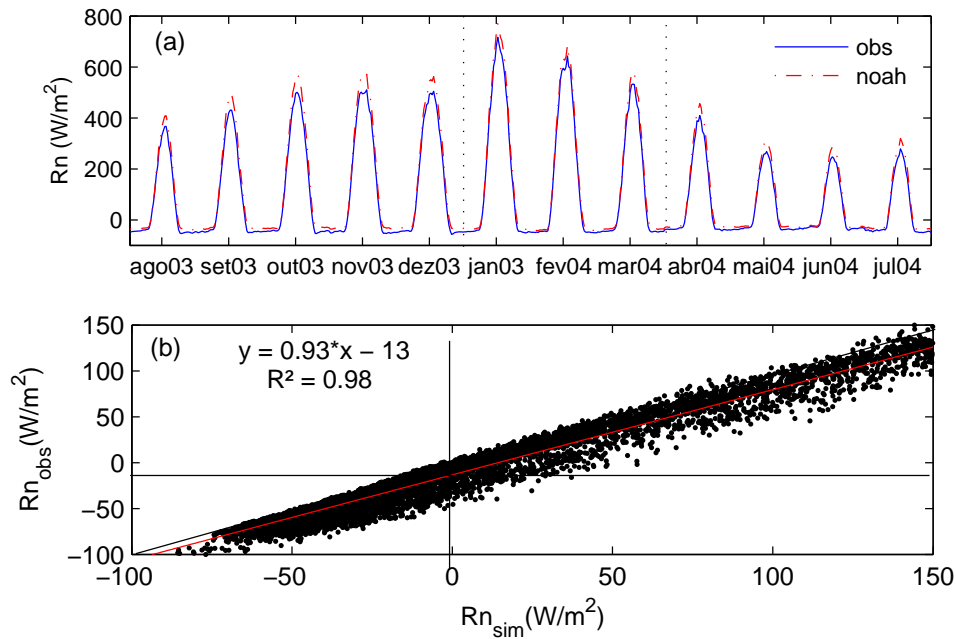


Figura 5.18: (a) Saldo de radiação obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste de mínimos quadrados linear. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

### Temperatura do solo

A Figura (5.19) mostra a comparação entre as médias diárias observadas da temperatura do solo e simuladas pelo *Noah LSM* original ao longo de um ano inteiro (Jul2003 a Jul2004). A partir da figura é possível observar que o modelo representa satisfatoriamente esta variável durante todo o período, porém pequenas diferenças são encontradas no período do ciclo do arroz. No início do ciclo, quando ocorre a emergência da cultura, o solo não está coberto e neste período ocorre uma diferença mais acentuada entre a temperatura do solo observada e simulada.

No período da cultura é visível a subestimação dos dados simulados pelo modelo para a temperatura do solo, que apresenta uma diferença máxima em torno de  $5^{\circ}\text{C}$ . À medida que a cultura vai se desenvolvendo, os valores simulados se aproximam dos experimentais, porém não chegam a ser iguais. No final do ciclo, novamente, após a senescência foliar, a diferença entre os valores simulados e observados volta a aumentar. O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) apresenta valores de 0,95, 0,74 e 0,97 para os períodos de Pousio 1, Arroz e Pousio 2, respectivamente. Esses valores dos  $R^2$  concordam com o que foi mostrado anteriormente e, além disso, indicam o bom desempenho do

modelo nos períodos de pousios.

O fato de a temperatura do solo simulada pelo modelo ficar abaixo dos dados observados, principalmente no período do ciclo do arroz, pode estar relacionado com a cultura, logo após a emergência, ser coberta por uma lâmina de água. No entanto, o modelo simula a temperatura do solo considerando que a radiação incidente atinja diretamente sobre a superfície, desconsiderando a presença de uma nova camada. Isso também reforça a necessidade de uma nova parametrização no modelo para o cálculo da temperatura do solo. Além do mais, a região onde estava localizada a torre micrometeorológica é uma região de várzea, a qual apresenta, a partir de 40 cm de profundidade, o solo totalmente saturado, com valores em torno de  $0,63 \text{ m}^3/\text{m}^3$  e esse fenômeno não foi levado em consideração, nesta primeira simulação com o *Noah LSM*.

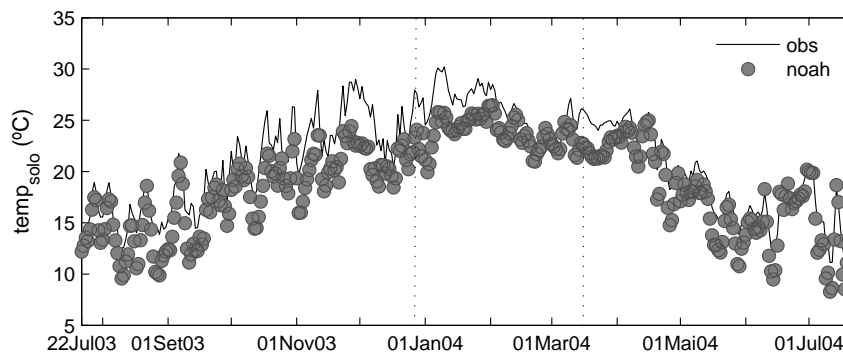


Figura 5.19: Média diária da temperatura do solo observada versus simulada para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS. Os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

### Umidade volumétrica

Um problema discutido nas bibliografias recentes é aquele de ajustar os campos iniciais da umidade volumétrica (BETTS et al., 1996). Este problema pode ter consequências importantes, uma vez que a umidade volumétrica do solo é uma variável que evolui lentamente. Como consequência, um erro na condição inicial afetará a qualidade da simulação por um longo período de tempo.

Na Figura (5.20) é apresentada a comparação entre as médias diárias da umidade volumétrica observadas e simuladas pelo modelo para o período de Nov2003 a Jul2004.

Somente este período foi considerado para comparação devido a ocorrência de erros nas medidas observadas no período anterior. As medidas realizadas a 10 cm de profundidade também foram desconsideradas. As observações da umidade volumétrica foram realizadas em 6 níveis de profundidade abaixo da superfície (-10, -20, -30, -40, -60 e -100 cm), enquanto o modelo fornece o valor integrado em 4 níveis de profundidade (0-10, 10-40, 40-100 e 100-200 cm). No entanto, para comparação dos dados observados com os simulados pelo modelo foram considerados somente os valores médios do centro da camada (ou seja, -5, -25, -75 e -150 cm).

Como pode-se observar, na Figura (5.20), as três camadas mais profundas dos dados observados encontram-se completamente saturadas, ou seja, permanecem praticamente constantes durante todo o período analisado. A primeira camada (20 cm de profundidade) tem seus valores próximos às demais camadas no período em que a cultura foi irrigada. Nos demais períodos apresenta variações de acordo com a precipitação que ocorre no local. No entanto, a umidade volumétrica observada, durante a irrigação, não chega a sentir os efeitos da diminuição da precipitação que se iniciou na metade do mês de fevereiro de 2004. Porém, quando inicia-se o processo de maturação do arroz (início de março de 2004) e cessa a irrigação, observa-se que a umidade volumétrica do solo diminui acentuadamente, passando de 0,62 para 0,32 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>. Esse período, caracterizado pela ausência de precipitação, estende-se até após o período da colheita do arroz. Após esse período, a precipitação é novamente bem distribuída e, com isso, as camadas do solo não sofrem deficiência hídrica. Nas camadas de 40, 60 e 100 cm de profundidade pouca flutuação foi observada, durante o período inteiro, e a umidade volumétrica nunca ficou abaixo de 0,6 m<sup>3</sup>/m<sup>3</sup>. O modelo, mesmo nas camadas mais profundas, assume seus valores de acordo com a precipitação, ou seja, nos períodos em que ocorre maior disponibilidade hídrica a umidade volumétrica é maior, o mesmo é válido nos períodos com ausência de precipitação. A última camada do modelo (150 cm de profundidade) mantém um comportamento mais estável. Pode-se verificar que, até o início do ciclo da cultura, os valores simulados superestimaram os valores para a primeira camada do solo (20 cm de profundidade). No início da irrigação, todas as camadas apresentaram valores inferiores aos da primeira camada (em relação aos dados experimentais).

Portanto, verifica-se que o modelo apresentou dificuldades em simular a umidade

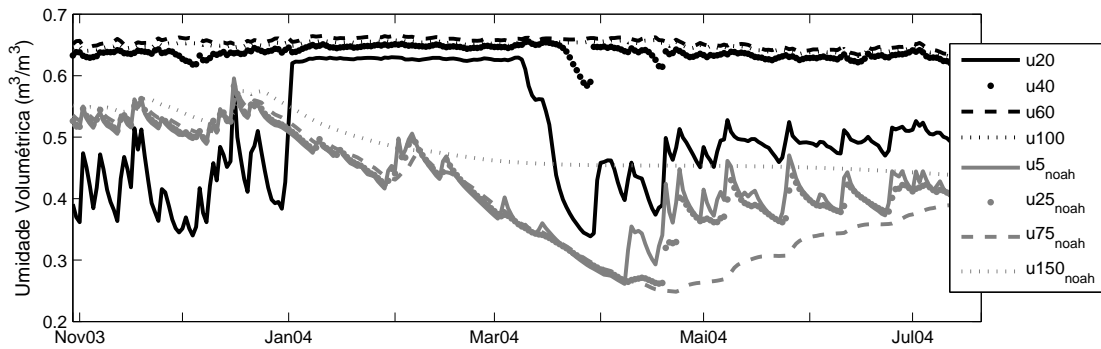


Figura 5.20: Médias diárias dos valores simulados e observados da umidade volumétrica do solo para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS.

volumétrica, o que é compreensível, pois durante praticamente todo o ciclo do arroz a região encontra-se inundada por uma lâmina de água em torno de 5 - 10 cm de espessura, além de ser uma área de várzea. Além disso, as camadas mais profundas encontram-se saturadas durante todo o período com valores em torno de 0,63 e 0,65  $\text{m}^3/\text{m}^3$ , enquanto o modelo não foi capaz de identificar essa condição.

Ingwersen et al. (2010) utilizaram o Modelo de Superfície Noah, versão *offline* 3.1, aplicado a uma cultura de trigo e também obtiveram dificuldades em simular a umidade volumétrica, concluindo que futuros estudos são necessários para melhorar a descrição desta propriedade.

### 5.3.2 Noah LSM - camadas saturadas

A partir dos resultados obtidos com o *Noah LSM*, executado sem nenhuma alteração na rotina, podemos observar que o modelo não foi capaz de representar satisfatoriamente os resultados no período alagado, ou seja, durante o período do Arroz. Entre elas, podemos destacar a partição das componentes dos fluxos de energia superficiais, a temperatura do solo e, além disso, a umidade volumétrica, a qual apresenta diferenças significativas quando comparada com os valores observados. Inicialmente teve-se por objetivo melhorar a distribuição da umidade volumétrica, a qual foi demonstrada, durante a seção 5.2, ter importância fundamental na partição dos fluxos de energia, principalmente, entre os fluxos de calor sensível e calor latente. A primeira tentativa foi saturar as duas primeiras camadas do solo, durante o período em que a cultura

irrigada, e manter saturadas as duas últimas camadas, durante todo o período da simulação, visto que isso é observado nos dados experimentais. Além disso, no *Noah LSM* o valor da porosidade, independente do tipo de solo considerado, fica em torno de  $0,468 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , logo este valor foi alterado na rotina do modelo para  $0,63 \text{ m}^3/\text{m}^3$ , de modo a satisfazer as condições experimentais observadas. Alguns resultados são apresentados a seguir.

### Umidade volumétrica

Inicialmente apresentaremos a comparação entre as médias diárias da umidade volumétrica observadas e simuladas pelo modelo (Figura 5.21) para o período de Nov2003 a Jul2004, porém considera-se agora as condições de saturação das camadas do solo, propostas acima. Na Figura (5.21) observa-se que as três camadas mais profundas (25, 75 e 150 cm de profundidade) apresentaram valores bem próximos dos valores observados para a umidade volumétrica. Todavia, os valores simulados pelo modelo subestimam os dados observados durante todo o período. Para a primeira camada (5 cm de profundidade), os valores simulados superestimam os valores observados nos períodos de pousios e subestimam no período com a presença da lâmina de água. Como se pode perceber, o *Noah LSM* apresenta maior dificuldade em simular a umidade volumétrica para a primeira e segunda camada do solo. Isso ocorre porque os dados observados sofrem os efeitos da precipitação até aproximadamente 40 cm de profundidade, exceto para o período irrigado, enquanto os dados simulados pelo modelo não respondem a esses efeitos.

Novamente, observa-se que o modelo não foi capaz de simular corretamente a umidade volumétrica, porém verifica-se uma melhora com relação ao resultado mostrado anteriormente na Figura (5.20). Portanto, esse fato ainda pode estar relacionado com a dificuldade do *Noah LSM* em simular corretamente a umidade volumétrica, como visto na seção anterior, e também, as condições particulares do sítio experimental. Isso contribui para que o modelo não reproduza corretamente a partição de energia dos fluxos superficiais.



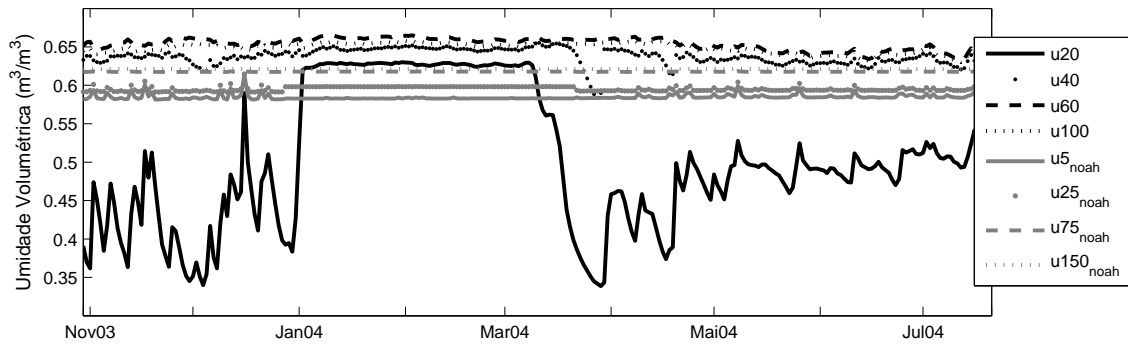


Figura 5.21: Médias diárias dos valores simulados e observados da umidade volumétrica do solo para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS para as camadas saturadas.

### Balanco de energia

Nas Figuras (5.22) a (5.24) são apresentados os resultados obtidos quando se compara os dados observados e simulados pelo modelo para as camadas do solo saturadas. Os resultados para o saldo de radiação foram omitidos, já que no modelo o mesmo é calculado em função dos dados de entrada (radiação solar incidente, albedo, radiação de onda longa incidente), logo é válido o resultado mostrado anteriormente, na Figura (5.18).

A Figura (5.22) mostra o ciclo diário mensal do fluxo de calor sensível para todo o período da simulação, além disso é apresentado o diagrama de dispersão juntamente com o ajuste linear e o respectivo coeficiente de determinação ( $R^2$ ). Na Figura (5.22a) pode-se observar que houve uma diminuição da magnitude do fluxo de calor sensível para os valores simulados pelo modelo quando comparado com a Figura (5.15a). Isso também ocorre para o período de Pousio 2 (Abr2004 a Jul2004), já que a umidade volumétrica tem seus valores aumentados durante o período do ciclo da cultura. Na simulação anterior, as camadas do solo sofrem uma deficiência hídrica devido à diminuição da precipitação no final do ciclo da cultura. O coeficiente de determinação foi de 0,85 indicando uma melhora com relação aos resultados mostrados anteriormente. Porém ainda observa-se que o comportamento dos valores simulados pelo modelo do fluxo de calor sensível tendem a aumentar durante o ciclo da cultura, enquanto com os dados observados apresentam comportamento inverso.

Por outro lado, as Figuras (5.23) e (5.24), que representam os fluxos de calor latente

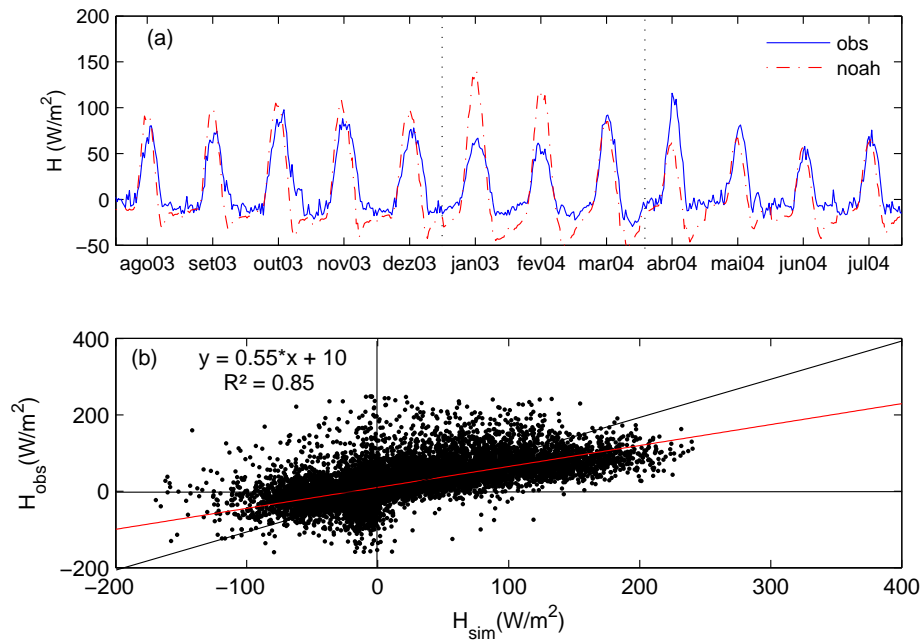


Figura 5.22: (a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e (b) seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

e calor no solo, não apresentaram diferenças significativas com relação aos resultados mostrados anteriormente. Isso indica que mesmo saturando as duas primeiras camadas do solo durante o período do ciclo da cultura e mantendo as duas últimas camadas saturadas durante todo o período da simulação, o modelo não é capaz de realizar a partição das componentes dos fluxos de energia superficiais de forma satisfatória. Os coeficientes de determinação apresentaram valores de 0,87 e 0,75 para os fluxos de calor latente e calor no solo, respectivamente. Porém, mesmo que os coeficientes de determinação mostrem que os resultados são satisfatórios, observa-se que durante período do Arroz o modelo não é capaz de simular corretamente os fluxos de energia superficiais.

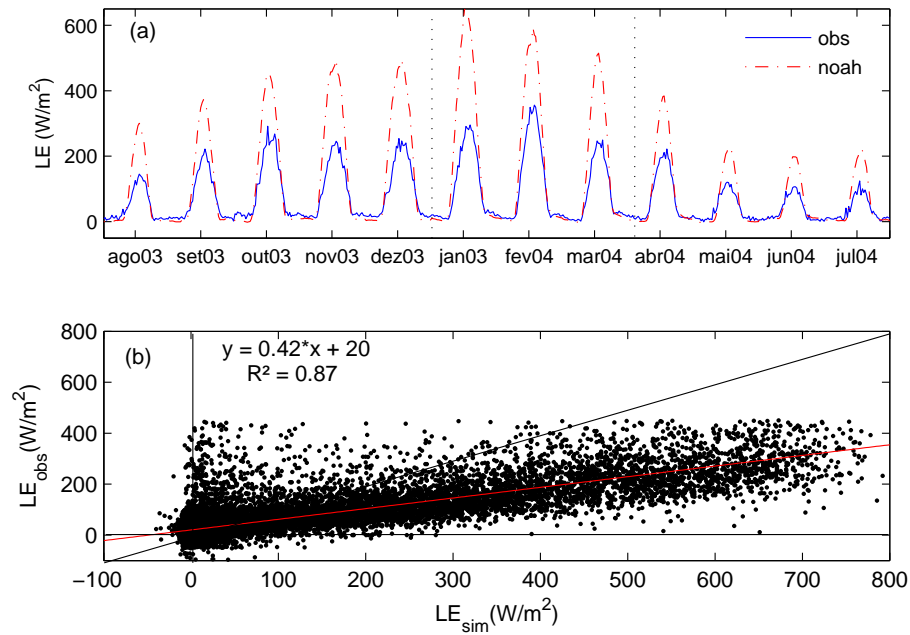


Figura 5.23: Fluxo de calor sensível obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

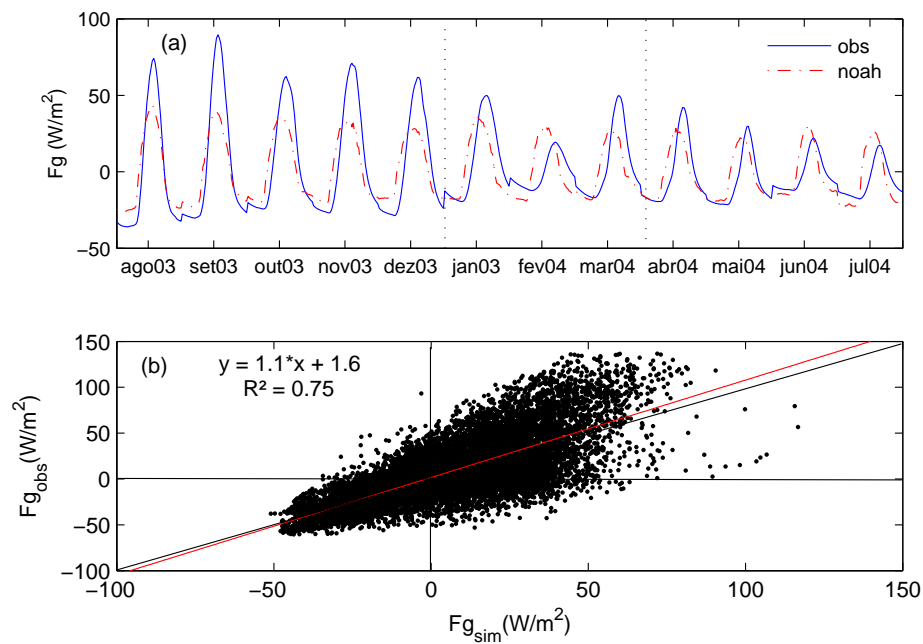


Figura 5.24: Fluxo de calor sensível obtido a partir do *Noah LSM* versus dados observados e seu correspondente ajuste linear executado para as camadas saturadas. Em (a) os pontilhados verticais indicam as datas de início e fim da irrigação, respectivamente.

## Temperatura do solo

Uma comparação com a Figura (5.19) mostra que a temperatura do solo não variou. Desta maneira, persiste o fato de o modelo não estar respondendo corretamente durante o período do Arroz, mais especificamente, durante o período em que o arroz é irrigado.

Com base nos resultados mostrados anteriormente para o *Noah LSM*, executado sem nenhuma alteração, e com as camadas saturadas, conclui-se que o modelo não é capaz de simular satisfatoriamente a umidade volumétrica. Esse fato contribui também para as dificuldades que o modelo apresenta em representar a partição das componentes do balanço de energia, principalmente, para o período do Arroz. Essas diferenças podem ser causadas pelo fato de o modelo não estar levando em consideração a massa de água existente entre a atmosfera e a superfície do solo. Portanto, é visível a necessidade de uma implementação no modelo capaz de representar satisfatoriamente a partição dos fluxos de energia superficiais. Porém, como ressaltado anteriormente, a cultura de arroz é uma cultura agrícola que merece uma atenção especial, visto que a mesma, neste sítio experimental e na maior parte do mundo, tem o seu processo de cultivo realizado sob a forma irrigada durante a maior parte do seu ciclo. E como visto anteriormente, a água tem um importante papel no balanço de energia. Logo, com o intuito de representar satisfatoriamente os processos físicos envolvidos durante o período do Arroz, o novo modelo proposto neste trabalho, chamado *Noah-Paddy*, foi considerado. Para tanto, agora será analisado somente o período do ciclo da cultura do arroz (25Nov2003 a 04Abr2004), já que no restante do período o modelo foi capaz de representar satisfatoriamente a partição dos fluxos de energia superficiais. Além disso, nesse trabalho está sendo realizada somente uma validação do *Noah LSM* para a cultura de arroz irrigado e pousios, ou seja, não foi considerado nenhum tipo de calibração.

### 5.3.3 *Noah-Paddy*

Para o Modelo *Noah-Paddy*, implementado aqui, foram consideradas as mesmas condições apresentadas anteriormente, porém nesta nova formulação algumas equações foram alteradas de modo a levar em consideração a massa de água acima da superfície,

durante o período da irrigação da cultura de arroz (conforme descrito na seção 2.2). Além das condições de saturação, o valor da resistência mínima do dossel também foi modificado. No *Noah LSM* o valor da resistência mínima do dossel ( $R_{cmin}$ ) considerada era de 40 s/m (valor definido por JARVIS, 1976). No esquema de Jarvis, a  $R_{cmin}$  representa a resistência de uma vegetação desenvolvida sob condições normais de umidade do solo e é considerada um valor constante. Consistente com outros estudos (ALVES e PEREIRA, 2000; AMER e HATFIELD, 2004; ALFIERI et al., 2007), o valor de  $R_{cmin}$  pode variar significativamente com o tempo e localização dependendo das condições ambientais. De acordo com Alfieri et al. (2008), os quais derivaram o valor de  $R_{cmin}$  através de observações de nove diferentes sítios experimentais, os valores de  $R_{cmin}$  estimados diferem significativamente do valor constante usado no *Noah LSM*. Portanto, na simulação do *Noah-Paddy*, foi considerado o valor médio de 105 s/m. Esse valor foi estimado por Alfieri et al. (2008) para uma região de pastagens com condição de solo encharcado, localizado na cidade de Grenola no Kansas.

### Balço de energia

As Figuras (5.25) a (5.28) mostram os resultados das simulações realizadas para o modelo proposto e para o *Noah LSM* sem alteração durante o período do ciclo da cultura do arroz. Na Figura (5.25a) é apresentado o ciclo diário mensal do fluxo de calor sensível para cada um dos meses do ciclo da cultura. Além disso, na Figura (5.25b) observa-se o diagrama de dispersão juntamente com o ajuste linear e o coeficiente de determinação ( $R^2$ ). Nas figuras apresentadas nesta seção, o ajuste linear é mostrado somente para os resultados do modelo *Noah-Paddy*. Pode-se observar que os valores do fluxo de calor sensível simulados pelo *Noah-Paddy* representam melhor os valores observados quando comparado com os resultados obtidos pelo *Noah LSM*. Isso também é verificado pela análise do coeficiente de determinação, o qual apresenta um valor de 0,75 para o modelo *Noah-Paddy*. Durante praticamente todo o ciclo da cultura, os fluxos de calor sensível simulados pelo *Noah-Paddy* apresentaram um pico anterior aos dados observados o que significa que pode estar ocorrendo um atraso na resposta do modelo para a temperatura do ar. Outro problema pode ser a simulação da temperatura da massa de água, durante o período irrigado. No entanto, nos resultados simulados pelo *Noah LSM*, os fluxos de calor sensível simulados tinham suas

magnitudes significativamente maiores no período da cultura, porém neste caso o comportamento dos dados simulados segue o dos dados observados. Isso comprova que a massa de água tem papel fundamental na representação das componentes dos fluxos de energia superficiais.

Os resultados obtidos para o fluxo de calor latente (Figura 5.26) mostram uma melhora acentuada nos valores simulados pelo modelo *Noah-Paddy*. O coeficiente de determinação ( $R^2 = 0,96$ ) também indica o bom desempenho do modelo em simular o fluxo de calor latente quando comparado com os resultados obtidos pelo *Noah LSM*. Além disso, observa-se, pelo diagrama de dispersão, que os resultados simulados pelo *Noah-Paddy* encontram-se menos dispersos em relação à linha 1:1 que os dados do fluxo de calor latente simulados pelo *Noah LSM*, apesar de superestimar levemente os dados observados durante o dia. Durante o período noturno, observa-se que ambos os modelos são capazes de representar satisfatoriamente os valores observados de LE.

Na Figura (5.27a) é apresentado o ciclo diário mensal do fluxo de calor no solo para os dados observados, simulados pelo *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. Ainda na Figura (5.27b), é mostrado o diagrama de dispersão para ambas as simulações e o ajuste linear para as simulação do *Noah-Paddy*. A partir da comparação realizada entre as duas simulações verifica-se que o *Noah-Paddy* foi capaz de representar melhor os dados observados. Isso também é constatado na análise do diagrama de dispersão e do  $R^2$ , o qual apresentou um valor de 0,75, indicando uma melhora nos dados simulados pelo *Noah-Paddy*. Além disso, observa-se, ainda, que houve uma leve melhora com relação à defasagem encontrada entre os dados simulados e observados quando utilizado o modelo proposto nesse trabalho. No entanto, nota-se que o Fg simulado pelo modelo *Noah-Paddy* apresenta uma magnitude ainda menor que o simulado pelo *Noah LSM*.

A Figura (5.28) mostra a comparação entre os valores de  $R_n$  observados e simulados pelos modelos *Noah LSM* e *Noah-Paddy*. Nota-se que mesmo sofrendo alterações no cálculo de  $R_n$ , o modelo *Noah-Paddy* é capaz de simular satisfatoriamente bem os dados observados, o que pode também ser comprovado pelo ajuste linear e o coeficiente de determinação de 0,99. Portanto, conclui-se que tanto as componentes do balanço de energia quanto o saldo de radiação, quando simulados pelo modelo *Noah-Paddy*, implementado nesse trabalho, representam de forma mais realista os dados observados.

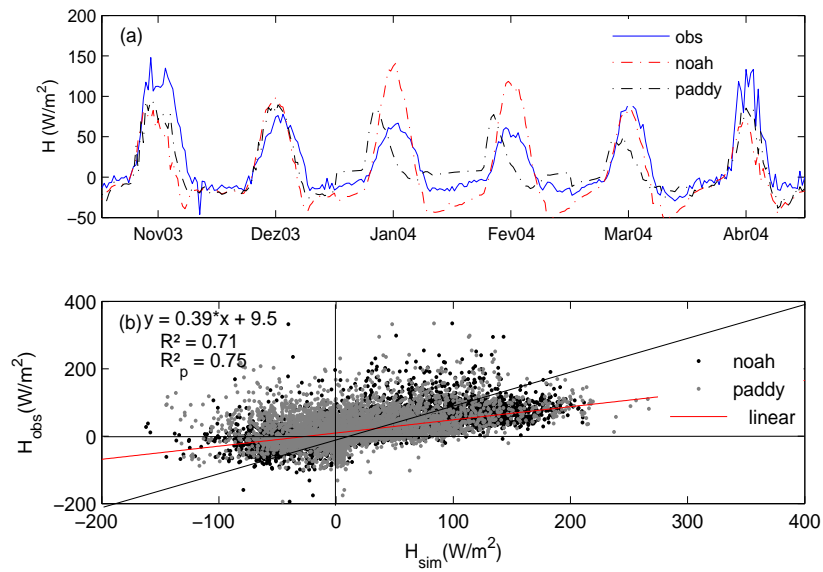


Figura 5.25: (a) Fluxo de calor sensível obtido a partir do *Noah LSM* e *Noah-Paddy* versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo *Noah-Paddy*.

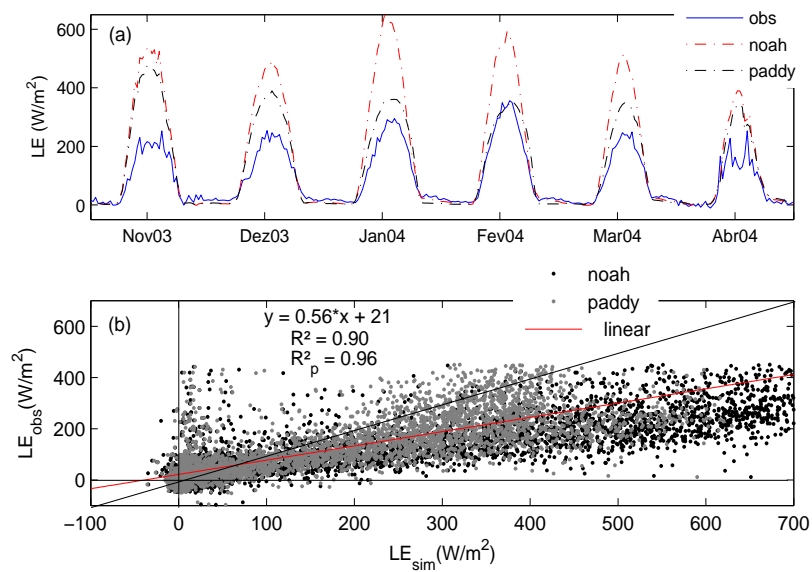


Figura 5.26: (a) Fluxo de calor latente obtido a partir do *Noah LSM* e *Noah-Paddy* versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo *Noah-Paddy*.

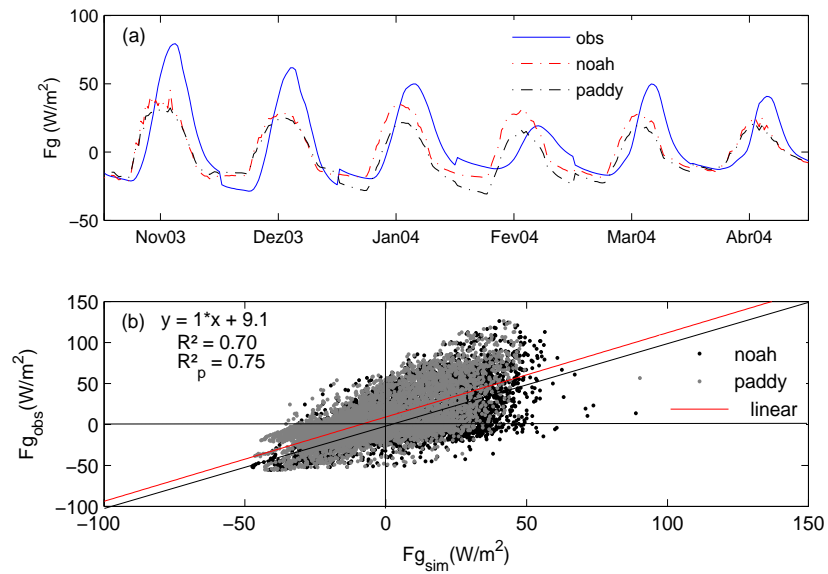


Figura 5.27: (a) Fluxo de calor no solo obtido a partir do *Noah LSM* e *Noah-Paddy* versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo *Noah-Paddy*.

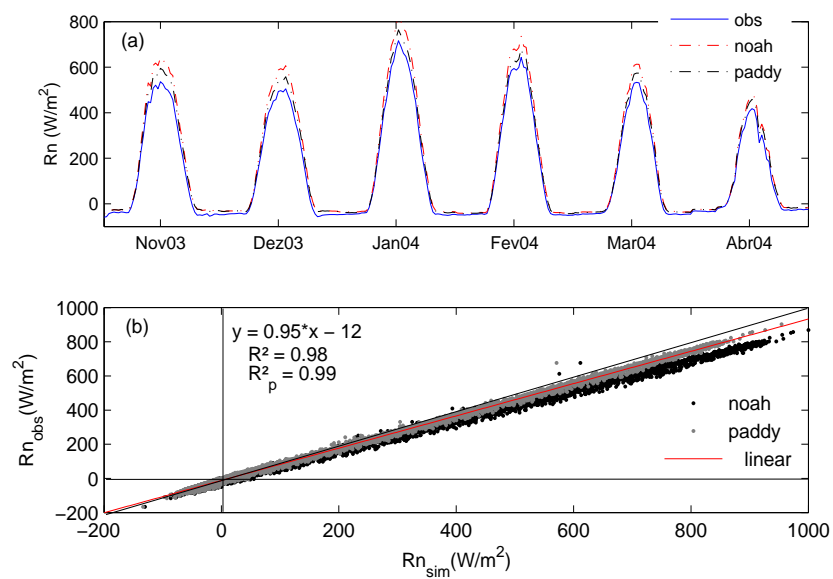


Figura 5.28: (a) Saldo de radiação obtido a partir do *Noah LSM* e *Noah-Paddy* versus dados observados e (b) ajuste linear dos dados simulados pelo *Noah-Paddy*.



## Temperatura do solo

A Figura (5.29) mostra a comparação das médias diárias da temperatura do solo para os dados observados e simulados pelo *Noah LSM* e *Noah-Paddy*, ao longo do ciclo da cultura de arroz. Na Figura (5.29) observa-se que no início e no final do ciclo do arroz, período sem irrigação, o *Noah-Paddy* apresenta o mesmo comportamento do *Noah LSM*. Isso ocorre porque nesses períodos não é alterada a forma do cálculo da temperatura do solo. Porém, no período com a presença da massa de água verifica-se que o *Noah-Paddy* tende a superestimar os dados de temperatura do solo observado. Esse fato justifica a magnitude menor de  $F_g$  quando comparamos os valores gerados pelas duas simulações, já que o cálculo de  $F_g$  leva em consideração a diferença entre as temperaturas da interface solo-atmosfera e do solo na primeira camada. O coeficiente de determinação entre os dados observados e o *Noah LSM* foi de 0,74, como mostrado anteriormente, enquanto entre os dados observados e o *Noah-Paddy* foi de 0,50, demonstrando assim que a temperatura do solo não foi satisfatoriamente simulada pelo modelo proposto. Logo, fica evidente que o modelo *Noah-Paddy* não está representando adequadamente a temperatura do solo durante o período irrigado.

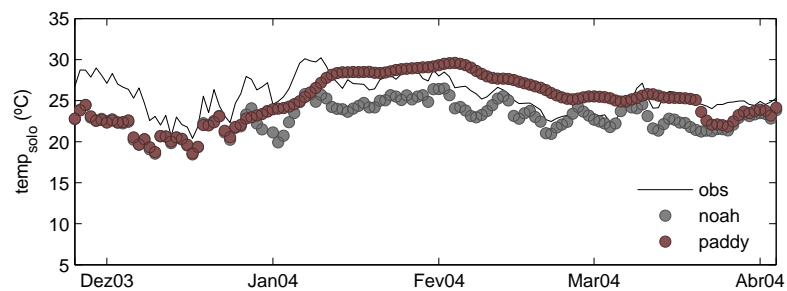


Figura 5.29: Média diária da temperatura do solo observada versus simulada para o sítio experimental de Paraíso do Sul-RS.

## Umidade volumétrica

Com relação a umidade volumétrica, observa-se que não houve mudança significativa entre a simulação do *Noah-Paddy* e do *Noah LSM*, considerando as condições de saturação. Logo, existe a necessidade de melhorar a distribuição da umidade volumétrica no solo. O cálculo da umidade volumétrica, no *Noah LSM*, é baseado na equação de Richards, contudo a mesma é incompleta em casos de perfis com transições abruptas.

tas de uma camada para a outra porque nesses casos  $\theta(z)$  não é contínuo (HILLEL, 1998). Como observa-se, os dados experimentais da umidade volumétrica mostram um comportamento bem característico da região, ou seja, com as camadas superiores influenciadas pela precipitação, exceto para o período em que a cultura é irrigada. Diferentemente, as camadas inferiores não chegam a sentir esses efeitos, mantendo-se saturadas durante o ano inteiro. Portanto, as características do sítio experimental também podem ser responsáveis por influenciar nos resultados simulados pelo modelo de superfície utilizado nesse trabalho.

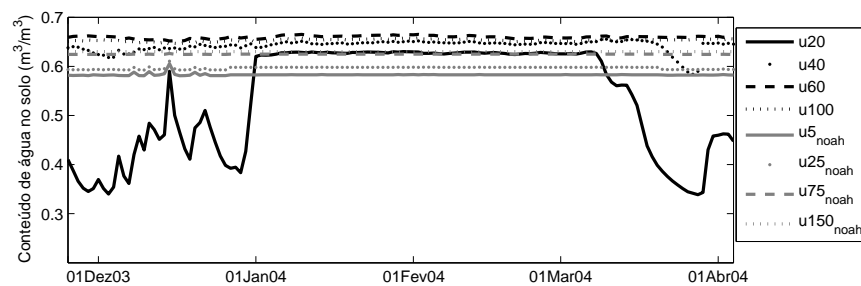


Figura 5.30: Médias diárias do valores simulados e observados da umidade volumétrica para o sítio experimental de Paraíso do Sul - RS para as camadas saturadas.

# Capítulo 6

## Conclusões e Recomendações

As trocas líquidas de energia e água foram analisadas para uma região de cultivo de arroz irrigado no Sul do Brasil (Paraíso do Sul - RS). Na análise foram utilizados dados experimentais obtidos através do sistema *Eddy Covariance* e dados simulados de modelagem de superfície. Os dados experimentais usados tanto na caracterização do sítio experimental quanto na validação do modelo de superfície compreendem o período de 22Jul2003 a 21Jul2004, totalizando 366 dias de dados (Pousio 1: 22Jul2003 a 24Nov2003; Arroz: 25Nov2003 a 04Abr2004 e Pousio 2: 05Abr2004 a 21Jul2004). O modelo de superfície utilizado foi o *Noah LSM*. Adicionalmente, uma versão do *Noah LSM*, chamado *Noah-Paddy*, foi implementada levando em conta áreas com culturas alagadas.

A partir dos resultados experimentais foi possível concluir que o fechamento do balanço de energia não ocorre quando se contabiliza o saldo de radiação ( $R_n$ ) considerando apenas os fluxos de calor sensível, latente e do solo. Porém, durante o período do Arroz essa diferença observada é ainda maior (em torno de 20%) quando comparada aos períodos de Pousios (entre 7% e 15%). Além disso, a maior parte do  $R_n$  foi usada como calor latente (74%, 67% e  $\cong$  100% nos períodos de Pousio 1, Arroz e Pousio 2, respectivamente). Conseqüentemente, os períodos de Pousios 1 e 2 apresentam valores da razão de Bowen ( $\beta$ ) significativamente maior ( $\beta = 0,25$ ) que o período do Arroz ( $\beta = 0,15$ ), indicando que uma maior proporção do saldo de radiação foi usado para aquecer a atmosfera na região circundante.

A evapotranspiração (ET) foi durante praticamente todo o período (Pousio 1, Arroz e Pousio 2) menor que a evapotranspiração de referência ( $ET_o$ ), conseqüentemente o coeficiente de cultura ( $K_c$ ) foi menor que 1,0. No entanto, durante o período do Arroz a ET foi em torno de 21% menor que a  $ET_o$ , enquanto nos demais períodos foram na média cerca de 11% menor. Isso é justificado pelos baixos valores obtidos para o déficit de pressão de vapor (DPV). Como o sítio experimental de Paraíso do Sul está localizado numa extensa região de várzea, onde a grande disponibilidade de água para a evapotranspiração na área circundante aumenta o conteúdo de vapor d'água próximo à superfície, o DPV é menor, e por conseqüência, a evapotranspiração também. Logo, as condições ambientais específicas dessas regiões de várzea são responsáveis pelas diferenças encontradas entre os valores de ET e  $ET_o$ .

Da mesma forma, o  $K_c$ , que fornece informações sobre o comportamento médio da evapotranspiração da cultura, apresenta durante todo o período valores menores que os sugeridos pela FAO e outras literaturas para a cultura de arroz irrigado na região dos trópicos. Com isso, mostra-se a dificuldade existente em extrapolar os valores de coeficiente de cultura para outras regiões, já que os valores de  $K_c$  são afetados tanto pelas condições ambientais locais e as diferenças sazonais nos padrões de crescimento da cultura quanto pelas diferenças entre as cultivares.

Os resultados do *Noah LSM* mostram-se satisfatórios para os períodos de Pousios, sendo este modelo capaz de representar os processos de trocas de calor e água entre a superfície e a atmosfera. Entretanto, para o período do Arroz, principalmente o período irrigado, o modelo foi deficiente, pois os processos físicos envolvidos nas trocas de energia e massa entre o sistema superfície-água-atmosfera não são representados no modelo. Segundo Chen e Dudhia (2001) simular o fluxo de calor latente é mais difícil devido as complexas interações entre a fisiologia da planta e o processo de evapotranspiração. Logo, o *Noah LSM* tendo incorporado na sua rotina somente valores constantes, por exemplo, de IAF, não é capaz de representar corretamente a influência das condições ambientais. Além do mais, o *Noah LSM* não inclui os processos fisiológicos da planta, nem mesmo específica qual a cultura incluída.

Através da implementação, descrevendo os efeitos físicos provocados pela massa de água existente entre a superfície do solo e a atmosfera, durante o período irrigado,

usando a nova versão do *Noah LSM (Noah-Paddy)* obteve-se um comportamento mais realista dos fluxos de energia superficiais quando comparado com a versão original do *Noah LSM*. Porém, nenhuma das versões do modelo de superfície foi capaz de simular corretamente a umidade volumétrica ( $\theta$ ) para as camadas próximas à superfície. Esta deficiência, pode estar relacionada à forma de cálculo deste parâmetro no modelo. A equação de Richards é falha para o cálculo do  $\theta$  quando ocorrem transições abruptas de uma camada para a outra (HILLEL, 1998).

A novidade e a contribuição mais importante, desenvolvida nesse trabalho, foi a descrição dos diferentes processos físicos originados pela presença de uma massa de água separando a superfície do solo da atmosfera. Esse sistema físico ocorre sempre em culturas agrícolas alagadas, nas quais as plantações de arroz são predominantes.

Como proposta de trabalhos futuros, são apresentadas as seguintes sugestões:

- Realizar implementações e atualizações capazes de melhorar a representação dos processos físicos no modelo (tais como: umidade volumétrica, temperatura do solo, resistência aerodinâmica do dossel, processos fisiológicos, variáveis que apresentam influência direta na partição dos fluxos de energia superficiais);
- Implementação da cultura de arroz, isso inclui incorporar de um modelo de crescimento de cultura;
- Incorporação da previsão dos fluxos de  $\text{CO}_2$  e  $\text{CH}_4$ ;
- Calibrar o modelo utilizando dados de sítios específicos;
- Extrapolar os resultados dos sítios específicos utilizando, por exemplo, dados do *SALDAS*, para uma escala regional;
- Por último, quantificar a evapotranspiração a partir de um ponto de vista regional.

# Referências Bibliográficas

- [1] ALFIERI, J. G. et al. Estimation of the minimum canopy resistance for croplands and grasslands using data from the 2002 International H<sub>2</sub>O Project. **Monthly Weather Review**, v.136, p.4452-4469, 2008.
- [2] ALFIERI, J. G. et al. Variability in the relative influence of the environmental drives of evapotranspiration over heavily grazed pasture during drought. **Journal of Hydrometeorology**, v.8, p.207-220, 2007.
- [3] Allen, R.G. et al. Crop evapotranspiration. Guidelines for Computing Crop Water Requirements. **FAO Irrigation and Drainage**, Paper 56, FAO, Rome, 1998.
- [4] ALVES, I.; PEREIRA, L. S. Modeling surface resistance from climatic variables. **Agricultural Water Management**, v.42, p.371-385, 2000.
- [5] AMER, K. H.; HATFIELD, J. L. Canopy resistance as affected by soil and meteorological factors in potato. **Agronomy Journal**, v.96, p.978-985, 2004.
- [6] ARAVÉQUIA, J. A. et al. Reanálise Regional 2000-2004 sobre a América do Sul com o Modelo RPSAS/ETA: Descrição do experimento e dos produtos derivados. **Boletim da SBMET**, v.31, n.2, 2007.
- [7] ARYA, S. P.; HOLTON, J. **Introduction to Micrometeorology**, 2<sup>nd</sup> edition. San Diego, California: Academic Press, 2001.
- [8] AUBINET, M. et al. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: the EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v.30, p.113-175, 2000.

- [9] BALDOCCHI, D.D.; HICKS, B.B.; MEYERS, T.P. Measuring biosphere-atmosphere exchanges of biologically related gases with micrometeorological methods. **Ecology**, v.69, n.5, p.1331-1340, 1988.
- [10] BHARDWAJ, S.P. Studies on consumptive use rates in weighing type lysimeters for irrigation. **Report, Central Soil and Water Conservation Research Institute**, Dehar Dun, pp.100, 1983.
- [11] BETTS, A.K.; HONG, S.-Y.; PAN, H.-L. Comparison of NCEP-NCAR Reanalysis with 1987 field data. **Monthly Weather Review**, v.124, n.7, 1996.
- [12] CEBALLOS, J.C.; BOTTINO, M.J.; SOUZA, J.M. A simplified physical model for assessing solar radiation over Brazil using GOES 8 visible imagery. **Journal of Geophysical Research**, v.109, n.D02211, p.1-14, 2004.
- [13] CHEN, F. et al. Modeling of land-surface evaporation by four schemes and comparison with five observations. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D3, p.7251-7268, 1996.
- [14] CHEN, F.; DUDHIA, J. Coupling an advanced land-surface hydrology model with the Penn States/NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. **Monthly Weather Review**, v.129, p.569-585, 2001.
- [15] CHEN, T. H. et al. Cabauw experimental results from the Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes. **Journal of Climate**, v.10, p.1194-1215, 1997.
- [16] CHOU, S.C.; HERDIES, D.L. Test runs using Eta model over South America: In: 15th Conference on Weather Analysis and Forecasting, 1996, Virginia. **15th conference on weather analysis and forecasting**, v.1, 1996.
- [17] CONAB - Companhia Nacional de Abastecimento. **Acompanhamento de safra brasileira: grãos, nono levantamento (safra 2010/2011)**. Brasília, 2011.
- [18] COSGROVE, B. A. et al. Land surface model *spin-up* behavior in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS). **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.D22, p.8845-8863, 2003.

- [19] de GONÇALVES, L.G.G. et al. The South American Land Data Assimilation System (SALDAS) 5-Yr retrospective atmospheric forcing datasets. **Journal of Hydrometeorology**, v.10, n.4, p.999-1010, 2009.
- [20] de GONÇALVES, L.G.G. et al. Toward a South America Land Data Assimilation System: Aspects of land surface model spin-up using the Simplified Simple Biosphere. **Journal of Geophysical Research**, v.111, p.17110-17122, 2006.
- [21] de GONÇALVES, L.G.G. et al. Application of the improved ecosystem aerodynamics in regional weather forecasts. **Ecological Applications**, v.14(4), p.S17-S21, 2004.
- [22] de HAAN, L.L. et al. A comparison of the Noah and OSU Land Surface Models in the ECPC Seasonal Forecast Model. **Journal of Hydrometeorology**, v.8, n.5, p.1031-1048, 2007.
- [23] DICKINSON, R. E. et al. Biosphere-Atmosphere Transfer Schemes (BATS) version 1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. **NCAR Tech. Note NCAR/TN-387 + STR**, 72pp., 1993.
- [24] DUARTE, H. F.; DIAS, N. L.; MAGGIOTTO, S. R. Assessing daytime downward longwave radiation estimates for clear and cloudy skies in Southern Brazil. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.139, p.171-181, 2006.
- [25] EK, M.B. et al. Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model. **Journal of Geophysical Research**, v.108, n.D22, 2003.
- [26] EK, M.B.; MAHRT, L. A one-dimensional Planetary Boundary Layer Model with interactive soil layers and plant canopy. Users Guide Version 1.0.4. **College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Strand Agriculture Hall, Rm. 326f.**, Oregon State University Corvallis, Oregon 97331-2209 USA, 1991.
- [27] EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de classificação de solos**. Brasília, 412p., 1999.
- [28] FALGE, E. et al. Gap filling strategies for long term energy flux data sets. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.107, p.71-77, 2001.



- [29] FOLEY, J. A. et al. An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance and vegetation dynamics. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, p.603-628, 1996.
- [30] GARRATT, J.R. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments-A Review. **Journal of Climate**, v.6, p.419-449, 1993.
- [31] GOERGEN, G. **Utilização do índice de área foliar obtido por sensoria-mento remoto para a estimativa da evapotranspiração de referência na Bacia do Prata**. 2010. 89f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2010.
- [32] GRISMER, M. E. et al. Pan evaporation to reference evapotranspiration conversion methods. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, v.128, p.180-184, 2002.
- [33] GRUNMANN, P.J. **Variational data assimilation of soil moisture information**. 2005. 144f. Tese (Doctor of Philosophy) - University of Maryland, Maryland, 2005.
- [34] HANAN, N. P. et al. Testing a model of CO<sub>2</sub>, water and energy exchange in Great Plains tallgrass prairie and wheat ecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.131, p.162-179, 2005.
- [35] HILLEL, D. **Environmental soil physics**, 1st ed. Academic Press, San Diego. 1998.
- [36] HIRASAWA, T. Water relations in plants. In: Matsuo, T.; Kumazawa, K.; Ishii, R. and Hirata, H. (Eds.), **Science of the Rice Plant**, vol. 2, Physiology. Food and Agriculture Policy Research Center, Tokyo, p.434-460, 1995.
- [37] HUFFMAN, G.J. et al. The TRMM Multisatellite Precipitation Analysis (TMPA): Quasi-Global, Multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. **Journal of Hydrometeorology**, v.8, p.38-55, 2007.
- [38] IDSO, S.B.; JACKSON, R.D. Thermal radiation from the atmosphere. **Journal of the Geophysical Research**, v.74, p.5397-5403, 1969.

- [39] INGWERSON, J. et al. Comparison of Noah simulations with eddy covariance and soil water measurements at a winter stand. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.151, p.345-355, 2011.
- [40] JACQUEMIN, B.; NOILHAN, J. Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the hapex-mobilhy data set. **Boundary-Layer Meteorology**, v.52, p.93-134, 1990.
- [41] JARVIS, P.G. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. **Philosophical Transactions of the Royal Society B: Biological Sciences**, v.273, p.593-610, 1976.
- [42] KANDA, M. et al. LES study of the energy imbalance problem with eddy covariance fluxes. **Boundary-Layer Meteorology**, v.110, p.381-404, 2004.
- [43] KANEMASU, E. T. et al. Surface flux measurements in FIFE: An overview. **Journal of the Geophysical Research**, v.97, p.18547-18555, 1992.
- [44] KATO, H. et al. Sensitivity of land surface simulations to model physics, land characteristics, and forcings, at four CEOP sites. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.85a, p.187-204.
- [45] KIM, W. et al. Application of the Simple Biosphere Model (SIB2) to a paddy field for a period of growing season in GAME-Tropics. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.79 (1B), p.387-400, 2001.
- [46] KINIRY, J. R. et al. Radiation-use efficiency response to vapor pressure deficit for maize and sorghum. **Field Crops Research**, v.56, n.3, p.267-270, 1998.
- [47] KOREN, V. et al. A parameterization of snowpack and frozen ground intended for NCEP weather and climate models. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D16, p.19569-19585, 1999.
- [48] KOSTER, R. D.; MILLY, P.C.D. The interplay between transpiration and runoff formulations in land surface schemes used with atmospheric models. **Journal of Climatology**, v.10, p.1578-1591, 1997.

- [49] KOSTER, R.D.; SUAREZ, M.J. Impact of land surface initialization on seasonal precipitation and temperature prediction. **Journal Hydrometeorology**, v.4, p.408-423, 2003.
- [50] KUCHARIK, C. J.; BRYE, K. R. Integrated Biosphere Simulator (IBIS) Yield and Nitrate Loss Predictions for Wisconsin Maize Receiving Varied Amounts of Nitrogen Fertilizer. **Journal of Environmental Quality**, v.32, p.247-268, 2003.
- [51] KUCHARIC, C, J.; TWINE, T. E. Residue, respiration, and residuals: evaluation of a dynamic agroecosystem model using eddy flux measurements and biometric data. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.146, p.134-158, 2007.
- [52] LOKUPITIYA, E. et al. Incorporation of crop phenology in Simple Biosphere Model (SiBcrop) to improve land-atmosphere carbon exchanges from croplands. **Biogeosciences**, v.6, p.969-989, 2009.
- [53] MAHFOUT, J.F.; NOILHAN, J. Comparative study of various formulations of evaporation from bare soil using in situ data. **Journal Applied of Meteorology**, v.30, p.1345-1365, 1991.
- [54] MAHRT, L.; PAN, H. A two-layer model of soil hydrology. **Boundary Layer Meteorology**, v.29, p.1-20, 1984.
- [55] MAHRT, L.; EK, M. The influence of atmospheric stability on potential evaporation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.23, p.222-234, 1984.
- [56] MARSHALL, C.H. et al. Evaluation and testing of the land-surface parameterization in the operational NCEP Eta model using Oklahoma Mesonet observations. **Weather and Forecasting**, v.18, p.748-768, 2003.
- [57] MARSHALL, C. H., Jr. **Evaluation of the new land-surface and planetary boundary layer parameterization schemes in the NCEP mesoscale ETA model using Oklahoma Mesonet observations**. 1998. 176f. Ms. Thesis (Ms. in Meteorology) - University Oklahoma, Oklahoma, 1998.
- [58] MARUYAMA, A.; KUWAGATA, T. Coupling land surface and crop growth models to estimate the effects of changes in the growing season on energy balance

- and water use of rice paddies. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.150, p.919-930, 2010.
- [59] MEDEIROS, G. A. de; ARRUDA, F. B.; SAKAI, E. Crop coefficient for irrigated beans derived using three reference evaporation methods. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.135, p.135-143, 2005.
- [60] MITCHELL, K. E.; LOHMANN, D.; HOUSER, P. R. The multi-institution North American Land Data Assimilation System (NLDAS): utilizing multiple GCIP products and partners in a continental distributed hydrological modeling system. **Journal of Geophysical Research**, v.109 (D7), p.1-32, 2004.
- [61] MITCHELL, K. E. et al. Reducing near-surface cool/moist biases over snowpack and early spring wet soils in NCEP Eta model forecasts via land surface model upgrades. **16th Conference on Hydrology**, AMS, Orlando, Fl, Jan. 13-17, J1-J6, 2002.
- [62] MONCRIEFF, J. B. et al. A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. **Journal of Hydrology**, v.188-189, p.589-611, 1997.
- [63] NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, p.536-549, 1989.
- [64] OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**, 2nd Edition. London: Routledge, 1987.
- [65] PAN, H.-L.; MAHRT, L. Interaction between soil hydrology and boundary-layer development. **Boundary Layer Meteorology**, v.38, p.185-202, 1987.
- [66] PETERS-LIDARD, C.D. et al. The effect of soil thermal conductivity parameterization on surface energy fluxes and temperatures. **Journal of Atmospheric Sciences**, v.55, p.1209-1224, 1998.
- [67] PETERS-LIDARD, C.D.; ZION, M.S.; WOOD, E.F. A soil-vegetation-atmosphere transfer scheme for modeling spatially variable water and energy balance processes. **Journal of Geophysical Research**, v.102, p.4303-4324, 1997.

- [68] PIELKE, R. A., Sr. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Reviews of Geophysics**, v.39, p.151-177, 2001.
- [69] REICHARDT, K.; TIMM, L. C. **Solo, Planta e Atmosfera: Conceitos, Processos e Aplicações**. Barueri, São Paulo: Manole, 500p., 2004.
- [70] RESEARCH APPLICATIONS LABORATORY. Land-Surface Atmosphere Interactions: Tecnology. Disponível em: <<http://www.ral.ucar.edu/research/land/technology/lsm.php>>. Acesso em: 28 fev. 2011.
- [71] ROBOCK, A. et al. Evaluation of the North American Land Data Assimilation System over the southern Great Plains during the warm season. **Journal of Geophysical Research**, v. 108, (D22), 8846, GCP 7-1-GCP 7-21, 2003.
- [72] RODELL, et al. Evaluation of 10 methods for inicializing a land surface model. **Journal of Hydrometeorology**, v.6, p.146-155, 2005.
- [73] SANDHU, B.S., KHERA, K.L.; SINGH, B. A note on the use of irrigation water and yield of transplanted rice in relation to time of last irrigation. **Indian Journal of Agricultural Sciences**, v.52, p.870-872, 1982.
- [74] SANTOS, T.V. **Fluxos de calor na superfície e evapotranspiração diária em áreas agrícolas e de vegetação nativa na Bacia do Jacuí por meio de imagens orbitais**. 2009. 96f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2009.
- [75] SCHAAKE, J. C. et al. An intercomparison of soil moisture fields in the North American Land Data Assimilation System (NLDAS). **Journal of Geophysical Research**, v.109, D01S90, doi:10.1029/2002JD003309, 2004.
- [76] SCHAAKE, J. C. et al. Simple Water Balance Model for estimating runoff at different spatial and temporal scales. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D3, p.7461-7475, 1996.
- [77] SCHLOSSER, C. A. et al. Simulations of a boreal grassland hydrology at Valdai, Russia: PILPS phase 2(d). **Monthly Weather Review**, v.128, p.301-321, 2000.

- [78] SELLERS, P. J. et al. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. **Journal of Climate**, v.9, p.676-705, 1996.
- [79] SMITH, M. et al. Report on the expert consultation on revision of FAO methodologies for crop water requirements. **FAO Land and Water Development Division**, FAO, Rome, 1991.
- [80] STRECK, N. A. et al. Modeling the development of cultivated rice and weedy red rice. **Transactions of the ASABE**, v.54(1), p.371-384, 2011.
- [81] STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Boston, 666p., 1988.
- [82] SUYKER, A. E.; VERMA, S. B. Interannual water vapor and energy exchange in an irrigated maize-based agroecosystem. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.148, p.417-427, 2008.
- [83] SUYKER, A. E.; VERMA, S. B. Evapotranspiration of irrigated and rain-fed maize-soybean cropping systems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.443-452, 2009.
- [84] TSAI, J. L. et al. Surface energy components and land characteristics of a rice paddy. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v.46, p.1879-1900, 2007.
- [85] TSVANG, L. R. et al. Turbulent exchange over a surface with chessboard-type inhomogeneities. **Boundary-Layer Meteorology**, v.55, p.141-160, 1991.
- [86] TYAGI, N.K.; SHARMA, D.K.; LUTHRA, S.K. Determination of evapotranspiration and crop coefficient of rice and sunflower with lysimeter. **Agricultural Water Management**, v.45, p.41-64, 2000.
- [87] TWINE, T. E. et al. Correcting eddy-covariance flux estimates over grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, p.279-300, 2000.
- [88] VILA, D. A. et al. Statistical evaluation of combined daily Gauge observations and rainfall satellite estimates over Continental South America. **Journal of Hydrometeorology**, v.10, p.533-543, 2009.

- [89] VITERBO, P.; ILLARI, L. The impact of changes in the runoff formulation of a general circulation model on surface and near-surface parameters. **Journal of Hydrology**, v.155, n.3/4, p.325-336, 1994.
- [90] VU, S.H.; WATANABE, H.; TAKAGI, K. Application of FAO-56 for evaluating evapotranspiration in simulation of pollutant runoff from paddy rice field in Japan. **Agricultural Water Management**, v.76, p.195-210, 2005.
- [91] WEBB, E.K.; PEARNAN, G.I.; LEUNING, R. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, p.85-100, 1980.
- [92] WILSON, K. B.; BALDOCCHI, D. D. Seasonal and interannual variability of energy fluxes over a broadleaved temperate deciduous forest in North America. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.100, p.1-18, 2000.
- [93] WILSON, K. B. et al. Energy balance closure at FLUXNET sites. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 113, p.22300234, 2002.
- [94] YANG, Z.L. et al. Preliminary study of spin-up processes in land surface models with the first stage data of project for intercomparison of land surface parameterization schemes phase 1(a). **Journal of Geophysical Research**, v.100(D8), p.16,553-16,578, 1995.