

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

Juliana Bittencourt Gonçalves

**CALIBRAÇÃO DO MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH LSM:
APLICAÇÃO EM UMA REGIÃO AGRÍCOLA NO SUL DO BRASIL**

**Santa Maria, RS, Brasil
2016**

Juliana Bittencourt Gonçalves

**CALIBRAÇÃO DO MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH LSM: APLICAÇÃO EM
UMA REGIÃO AGRÍCOLA NO SUL DO BRASIL**

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 obtenção do grau de **Doutora em Física**.

Orientador: Prof. Dr. Gervásio Annes Degrazia
Co-orientadora: Prof. Dr^a Débora Regina Roberti

Santa Maria, RS, Brasil
2016

**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**

**CALIBRAÇÃO DO MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH LSM:
APLICAÇÃO EM UMA REGIÃO AGRÍCOLA NO SUL DO BRASIL**

elaborada por
Juliana Bittencourt Gonçalves

Como requisito parcial para obtenção do grau de
Doutora em Física

COMISSÃO EXAMINADORA:

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

Andrea Ucker Timm, Dr^a. (FSG, RS)

Giuliano Demarco, Dr. (UFSM, RS)

Nathalie Boiaski, Dr^a. (UFSM, RS)

Jussane Rossato, Dr^a. (UNIFRA, RS)

Santa Maria, maio de 2016.

*“Que os vossos esforços desafiem as impossibilidades,
lembrai-vos de que as grandes coisas do homem foram
conquistadas do que parecia impossível.”*

(Charles Chaplin)

*Aos meus pais, irmãos e às minhas pequenas
Stefanny e Kétlyn.*

AGRADECIMENTOS

Agradeço a todos que de alguma forma colaboraram na elaboração do meu trabalho.

Especialmente ao meu orientador professor Dr. Gervásio Annes Degrazia:

“Talvez não existam palavras suficientes e significativas que me permitam agradecer ao meu orientador, com o devido merecimento. Sua ajuda e seu apoio foram para mim de valor inestimável. Apenas posso me expressar através da limitação de meras palavras, e com elas lhe prestar esta humilde, mas sincera, homenagem. Agradeço pelo apoio incondicional, pela palavra sábia, pelo sorriso amigo, pelo abraço reconfortante. Obrigada pela paciência que teve nos momentos mais difíceis, pelo incentivo e fundamentalmente por acreditar em minha capacidade.”

À minha co-orientadora professora Dr^a Débora Regina Roberti pelo apoio e compreensão.

À Dr^a Andréa Ucker Timm pelo incansável apoio durante o trabalho.

À amiga colega Silvana Maldaner meu agradecimento especial. Aos colegas Kainara Rodrigues, Giuliano Demarco, Júlio Sena e ao Michel Stefanelo pela parceria e incentivo.

Ao professor Lucio Strazzabosco Dorneles sempre disposto a nos ajudar.

À Saionara Dutra pelo apoio burocrático e amizade.

Agradeço infinitamente aos meus pais e as minhas filhas pela força e compreensão.

Aos colegas e amigos do laboratório, pela amizade e parceria.

Ao CNPq pelo suporte financeiro durante o curso.

À banca examinadora pelas correções e contribuições.

A Deus.

RESUMO

CALIBRAÇÃO DO MODELO DE SUPERFÍCIE NOAH LSM: APLICAÇÃO EM UMA REGIÃO AGRÍCOLA NO SUL DO BRASIL

AUTORA: Juliana Bittencourt Gonçalves
ORIENTADOR: Gervásio Annes Degrazia
CO-ORIENTADORA: Débora Regina Roberti

Neste estudo simulou-se a radiação líquida e os fluxos de energia para uma região com rotações de cultivos agrícolas, para dois períodos distintos: Período 1 (01/Fev/2009 até 31/Jan/2010) e período 2 (14/Dez/2009 até 28/Abr/2010). Nestas simulações utilizou-se o modelo de superfície *NOAH LSM*. Inicialmente, para o período 1, foram feitas simulações sem nenhuma calibração, apenas com a entrada das condições meteorológicas locais, um ajuste do arquivo *controlfile* e um experimento *spin up* para a estabilização das condições iniciais. Nestas simulações, os resultados foram muito insatisfatórios, indicando uma necessidade de testar a sensibilidade do modelo principalmente frente às condições de inicialização da temperatura e da umidade do solo. Após estes testes verificou-se que impactos das previsões às condições iniciais podem ser consideráveis para os dois casos. Percebe-se que as variações de umidade do solo geram maior impacto no modelo devido à temperatura do solo que é simulada. Na sequência, propôs-se uma calibração para o modelo. O método de calibração consistiu em fazer algumas simulações variando-se manualmente os parâmetros de solo e vegetação, ou ambos, de acordo com as deficiências do *NOAH LSM*. Assim, os testes foram realizados até que se conseguisse uma previsão mais otimizada para o período estudado. A análise inicial das condições locais do sítio experimental foi de suma importância para a calibração, pois ela possibilitou estabelecer parâmetros prévios que correspondem a valores próximos dos parâmetros quando calibrados. Os resultados das simulações, após a calibração aplicada, representaram satisfatoriamente a radiação líquida e os fluxos de calor. Portanto, pode-se dizer que a calibração proposta está representando as características de vegetação e de solo de forma correta. Apesar disso, as correções que o modelo ainda necessita, principalmente nos fluxos de calor sensível e latente, podem estar associadas a representação nos processos de distribuição do calor e da água, ou ainda pelo fato de que os meses mais frios tiveram um considerável regime de chuvas. Assim, quando há nebulosidade, o modelo ainda apresenta problemas na representação. Os resultados para períodos longos de dados, os quais foram considerados neste trabalho podem perder um pouco da representatividade em função da sazonalidade dos parâmetros de vegetação, motivo pelo qual variou-se os parâmetros para períodos com cultura e com pousios. A contribuição mais importante realizada neste trabalho foi um ajuste do modelo para uma região de ecossistema agrícola e a sua validação para que futuramente, possa ser utilizado como condição de contorno inicial em modelos de previsão numérica do Tempo. A implementação das variações diárias no parâmetro *IAF* e no albedo, aplicada nas simulações do período 2 na cultura de soja, melhorou a descrição dos fluxos de calor e da radiação líquida.

Palavras-chave: Calibração. Radiação líquida. Fluxos de calor. Modelo de superfície *NOAH LSM*.

ABSTRACT

CALIBRATION OF NOAH LSM SURFACE MODEL: APPLICATION IN AN AGRICULTURAL REGION IN SOUTHERN BRAZIL

AUTHOR: Juliana Bittencourt Gonçalves

ADVISER: Gervásio Annes Degrazia

CO-ADVISER: Débora Regina Roberti

In this study, simulated to net radiation and energy flux in a region with rotation of crops, for two distinct periods: Period 1 (01 / Feb / 2009 to 31 / Jan / 2010) and period 2 (14 / Dec / 2009 to 28 / Apr / 2010). In these simulations we used the NOAH LSM surface model. For the period 1 initially, without any calibration simulations were performed only with the input of the local weather conditions, an adjustment of an experiment controlfile file and spin up for the stabilization of the initial conditions. In these simulations, the results were very poor, indicating a need to test the sensitivity of the model especially because of the launch conditions of temperature and soil moisture. After these tests it was found that the initial predictions of impact can be considerable conditions for the two cases. It is noticed that the soil moisture changes generate greater impact in the model that temperature variations boot. As a result, proposed a calibration for the model. The calibration method was to make some simulations manually varying the parameters of soil and vegetation, or both, according to the deficiencies of the NOAH LSM. The tests were carried out until they could get a more optimized forecast for the period studied. The initial analysis of the local conditions of the experimental site was very important for calibration, as it allowed establishing previous parameters corresponding to values close to those parameters when calibrated. Simulation results after calibration applied satisfactorily exhibited liquid radiation and heat flows. So it can be said that the calibration is proposed representing characteristics of vegetation and soil correctly. Nevertheless, the corrections that the model still needs, especially in sensible and latent heat fluxes, may be associated with representation in heat distribution processes and water, or by the fact that the colder months had considerable regime rains. So when there is cloud cover, the model still has problems in representation. Results for long periods of data, as in this work, may lose some of representativeness due to the seasonality of the vegetation parameters, for which varied the parameters for periods culture and fallow. The most important contribution made in this work was a model fit for an agricultural ecosystem area and validate it for the future, it may be used as an initial boundary condition in numerical weather prediction models. The implementation variations in LAI and albedo parameter applied in the simulations of period 2 (soybean) improved the description of the heat flux and net radiation.

Keywords: Calibration. Net radiation. Heat flux. Surface model NOAH LSM.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1	Cultivo de soja em sistema de plantio convencional (SC) em Cruz Alta/RS ...	22
Figura 2.2	Cultivo de soja em sistema de plantio direto (SD) em Cruz Alta/RS.....	23
Figura 2.3	Localização do município de Cruz Alta/RS.....	28
Figura 2.4	Torre micrometeorológica instalada no sistema de plantio direto em Cruz Alta/RS.....	29
Figura 2.5	Torre micrometeorológica instalada no sistema de plantio convencional em Cruz Alta/RS.....	29
Figura 2.6	Sítio experimental de Cruz Alta/RS destacando-se parcelas dos sistemas de plantio direto (SD) e convencional (SC).....	29
Figura 2.7	Estação meteorológica automática do <i>INMET</i> , em Cruz Alta/ RS.....	31
Figura 3.1	Esquema representativo de algumas quantidades utilizadas pelo modelo <i>NOAH LSM</i>	38
Figura 3.2	Representação do ciclo hidrológico	42
Figura 4.1	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período 1 (a) Temperatura do ar, (b) Umidade Relativa e (c) Velocidade do vento.....	50
Figura 4.1	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período 1 (d) Pressão, (e) Radiação global e (f) Radiação de onda longa	51
Figura 4.1	Condições ambientais do Sítio experimental de Cruz Alta para o período 1 (g) Precipitação, (h) Temperatura do solo e (i) Umidade do solo	52
Figura 4.2	Radiação líquida do modelo sem calibração.....	53
Figura 4.3	Fluxo de calor no solo do modelo sem calibração	53
Figura 4.4	Fluxo de calor sensível do modelo sem calibração.....	53
Figura 4.5	Fluxo de calor latente do modelo sem calibração	53
Figura 4.6	Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada <i>versus</i> observada sem calibração	55
Figura 4.7	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor no solo simulado <i>versus</i> observado sem calibração	55
Figura 4.8	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor sensível simulado <i>versus</i> observados sem calibração.....	55
Figura 4.9	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor latente simulado <i>versus</i> observado sem calibração.....	56
Figura 4.10	Razão de Bowen, comparação entre dados observados e simulados sem calibração	56
Figura 4.11	Evapotranspiração, comparação entre dados observados e simulados sem calibração	57
Figura 4.12	Comparação entre temperatura do ar na superfície observada e temperatura da interface simulada	58
Figura 4.13	Comparação da umidade do solo na primeira camada observada e simulada ..	58
Figura 4.14	Radiação líquida do modelo para as condições de inicialização da temperatura	59
Figura 4.15	Fluxo de calor no solo do modelo para as condições de inicialização da temperatura	59
Figura 4.16	Fluxo de calor sensível do modelo para as condições de inicialização da temperatura	59
Figura 4.17	Fluxo de calor latente do modelo para as condições de inicialização da temperatura	60
Figura 4.18	Temperatura na interface do modelo para as condições de inicialização da temperatura	60

Figura 4.19	Umidade do solo do modelo na profundidade de 5 cm para as condições de inicialização da temperatura	60
Figura 4.20	Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da temperatura na profundidade de 30 cm.....	61
Figura 4.21	Radiação líquida do modelo para as condições de inicialização da umidade...	61
Figura 4.22	Fluxo de calor no solo do modelo para as condições de inicialização da umidade	61
Figura 4.23	Fluxo de calor sensível do modelo para as condições de inicialização da umidade	62
Figura 4.24	Fluxo de calor latente do modelo para as condições de inicialização da umidade.....	62
Figura 4.25	Temperatura na interface do modelo para as condições de inicialização da umidade.....	62
Figura 4.26	Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da umidade na profundidade de 5 cm.....	63
Figura 4.27	Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da umidade na profundidade de 30 cm.....	63
Figura 4.28	Esquema do método de calibração para o modelo <i>NOAH</i>	64
Figura 4.29	Índice de área foliar experimental para o período total de estudo	65
Figura 4.30	Radiação líquida do modelo para o parâmetro <i>VEG</i>	66
Figura 4.31	Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro <i>VEG</i>	66
Figura 4.32	Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro <i>VEG</i>	66
Figura 4.33	Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro <i>VEG</i>	67
Figura 4.34	Temperatura na interface do modelo para o parâmetro <i>VEG</i>	67
Figura 4.35	Umidade no solo do modelo para o parâmetro <i>VEG</i> na profundidade de 5 cm.....	67
Figura 4.36	Umidade no solo do modelo para o parâmetro <i>VEG</i> na profundidade de 30 cm.....	68
Figura 4.37	Radiação líquida do modelo para o parâmetro <i>IAF</i> e rugosidades	68
Figura 4.38	Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro <i>IAF</i> e rugosidades.....	68
Figura 4.39	Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro <i>IAF</i> e rugosidades	69
Figura 4.40	Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro <i>IAF</i> e rugosidades.....	69
Figura 4.41	Temperatura na interface do modelo para o parâmetro de <i>IAF</i> e rugosidades .	69
Figura 4.42	Umidade do solo do modelo para o parâmetro de <i>IAF</i> e rugosidades na profundidade de 5 cm.....	70
Figura 4.43	Umidade do solo do modelo para o parâmetro de <i>IAF</i> e rugosidades na profundidade de 30 cm.....	70
Figura 4.44	Radiação líquida do modelo para os parâmetros de solo	71
Figura 4.45	Fluxo de calor no solo do modelo para os parâmetros de solo	72
Figura 4.46	Fluxo de calor sensível do modelo para os parâmetros de solo.....	72
Figura 4.47	Fluxo de calor latente do modelo para os parâmetros de solo	72
Figura 4.48	Temperatura na interface do modelo para os parâmetros de solo.....	72
Figura 4.49	Umidade do solo do modelo para os parâmetros de solo na profundidade de 5 cm.....	73
Figura 4.50	Umidade do solo do modelo para os parâmetros de solo na profundidade de 30 cm.....	73
Figura 4.51	Radiação líquida do modelo para o parâmetro de condutividade térmica	74
Figura 4.52	Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.....	74

Figura 4.53	Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.....	74
Figura 4.54	Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.....	74
Figura 4.55	Temperatura na interface do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.....	75
Figura 4.56	Umidade do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica na profundidade de 5 cm.....	75
Figura 4.57	Umidade do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica na profundidade de 30 cm.....	75
Figura 4.58	Resultado da radiação líquida do modelo <i>NOAH</i> calibrado	77
Figura 4.59	Resultado do fluxo de calor no solo do modelo <i>NOAH</i> calibrado.....	77
Figura 4.60	Resultado do fluxo de calor sensível do modelo <i>NOAH</i> calibrado.....	77
Figura 4.61	Resultado do fluxo de calor latente do modelo <i>NOAH</i> calibrado.....	78
Figura 4.62	Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada versus observada com calibração	79
Figura 4.63	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor no solo simulado versus observado com calibração.....	79
Figura 4.64	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor sensível simulado versus observado com calibração.....	79
Figura 4.65	Diagrama de dispersão para os fluxos de calor latente simulado versus observado com calibração	80
Figura 4.66	Razão de Bowen, comparação entre dados observados e simulados com calibração	80
Figura 4.67	Evapotranspiração, comparação entre dados observados e simulados com calibração	80
Figura 4.68	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período da soja. (a) Temperatura do ar, (b) Umidade Relativa e (c) Velocidade do vento.....	82
Figura 4.68	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período da soja. (d) Pressão, (e) Radiação global e (f) Radiação de onda longa.	83
Figura 4.68	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período da soja. (g) Precipitação, (h) Temperatura do solo e (i) Umidade do solo	84
Figura 4.69	Radiação solar incidente e radiação refletida (onda longa) para o período da soja	86
Figura 4.70	Albedo e IAF para o período da soja	86
Figura 4.71	Radiação líquida para o período da soja	87
Figura 4.72	Fluxo de calor no solo para o período da soja	87
Figura 4.73	Fluxo de calor sensível para o período da soja.	87
Figura 4.74	Fluxo de calor latente para o período da soja	88
Figura 4.75	Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada <i>versus</i> observada para o período da soja	88
Figura 4.76	Diagrama de dispersão para o fluxo de calor no solo simulado <i>versus</i> observado para o período da soja.	88
Figura 4.77	Diagrama de dispersão para o fluxo de calor sensível simulado <i>versus</i> observado para o período da soja	89
Figura 4.78	Diagrama de dispersão para o fluxo de calor latente simulado <i>versus</i> observado para o período da soja	89

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1	Informações sobre o uso do solo para o período de estudo do sítio de Cruz Alta.....	31
Tabela 4.1	Evapotranspiração média para o período 1 antes da calibração	57
Tabela 4.2	Condições de inicialização das variáveis aplicadas para o modelo	58
Tabela 4.3	Condições de inicialização dos parâmetros de vegetação aplicados ao modelo.....	65
Tabela 4.4	Condições de inicialização para os parâmetros de solo aplicadas ao modelo ..	71
Tabela 4.5	Parâmetros de vegetação para a calibração do modelo <i>NOAH LSM</i> para períodos com cultura.....	76
Tabela 4.6	Parâmetros de solo para a calibração do modelo <i>NOAH LSM</i> para períodos com cultura	76
Tabela 4.7	Parâmetros de vegetação e de solo adaptados para os períodos de pousios para a Calibração	76
Tabela 4.8	Comparação entre os fatores de correlação antes e após a calibração	79
Tabela 4.9	Evapotranspiração média para o período 1 após a calibração	81
Tabela 4.10	Valores mínimos, máximos e médios das variáveis meteorológicas do sítio de Cruz Alta para o período da soja.....	85
Tabela 4.11	Índices estatísticos resumindo a performance do modelo <i>NOAH</i> para os períodos de estudo	90

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

CLP	Camada Limite Planetária
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
FUNDACEP	Fundação Centro de Experimentação e Pesquisas FECOTRIGO
GEWEX	Global Energy and Water Cycle Experiment
IAF	Índice de Área Foliar
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
LAT	Latitude
LON	Longitude
LSM	Land Surface Model
MGCPNT	Modelos Globais de Clima e Previsão Numérica do Tempo
NASA	National Aeronautics and Space Administration
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
OSU	Oregon State University
OHD	Office of Hydrological Development
PIB	Produto Interno Bruto
PILPS	Project for Intercomparison of Land Surface Parametrization Schemes
RS	Rio Grande do Sul (Brasil)
SC	Sistema de Plantio Convencional
SD	Sistema de Plantio Direto
SFLX	Subrotina de Fluxos
SLOPTYP	Tipos de inclinação
SOILTYP	Tipos de solo
SULFLUX	Rede Sul Brasileira de Fluxos e Mudanças Climáticas
UFSM	Universidade Federal de Santa Maria
VEGTYP	Tipos de vegetação

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 troca de calor e umidade
Ch	coeficiente de instabilidade
C_{ss}	coeficiente térmico de saturação do solo
C_w	capacidade térmica da água
D_{zi}	espessura da i -ésima camada do solo
$D(\theta)$	difusividade hidráulica do solo
e_a	pressão parcial de vapor
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
E_{vt}	evapotranspiração da cultura
FA2	fator 2
F_c	densidade de fluxo da variável c
F_θ	fontes e sumidouros de água no solo
$F_{1,2,3,4}$	representam os efeitos da radiação solar incidente
G	fluxo de calor no solo
G_{obs}	fluxo de calor no solo observado
G_{sim}	fluxo de calor no solo simulado
H	fluxo de calor sensível
H_{obs}	fluxo de calor sensível observado
H_{sim}	fluxo de calor sensível simulado
h_v	altura da vegetação
I	infiltração na superfície
IAF	índice de área foliar
K	condutividade hidráulica
K_t	condutividade térmica do solo

K_{zi}	perda de umidade devido à percolação gravitacional
L_{\downarrow}	radiação de onda longa incidente na superfície
LE	fluxo de calor latente
LE_{obs}	fluxo de calor latente observado
LE_{sim}	fluxo de calor latente simulado
LW	radiação terrestre de onda longa
L_v	calor latente de vaporização
$NMSE$	erro quadrático médio normalizado
N_{root}	número de camadas do solo com raízes
P	precipitação total
P_d	precipitação não interceptada pelo dossel
q_a	umidade específica do ar
$qs(T_{ar})$	umidade específica de saturação a temperatura T_{ar}
q'	desvio em relação à média da umidade específica do ar
R	índice estatístico de correlação
R_l	escoamento na superfície (<i>runoff</i>)
R_c	resistência aerodinâmica do dossel
R_{cmin}	mínima resistência estomática
R_{cmax}	máxima resistência estomática
R_g	radiação global incidente
R_{gl}	radiação global incidente limite
R_n	saldo de radiação/ radiação líquida
Rn_{obs}	radiação líquida observada
Rn_{sim}	radiação líquida simulada
R_r	função da temperatura do ar na superfície
S	capacidade máxima de água armazenada no dossel
S_{\uparrow}	radiação de onda curta refletida
S_{\downarrow}	radiação de onda curta incidente na superfície
T_s	temperatura do solo
T_{ar}	temperatura do ar
T_l	temperatura do ar (gráficos)
T'	desvios em relação à média da temperatura do ar
T_{ref}	temperatura de referência
T_{skin}	temperatura na interface superfície-atmosfera

u_2	velocidade do vento a 2m de altura
u_z	velocidade do vento na altura z acima da superfície
VEG	fração de cobertura da vegetação (σ_f)
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
W_c	umidade de capacidade de campo
W_d	conteúdo de água interceptada pelo dossel
W_m	umidade de ponto de murchamento
W_s	umidade de saturação do solo
W_1	umidade média do solo na camada 1 (5 cm)
W_2	umidade média do solo na camada 2 (30 cm)
Z	altura acima da superfície
Z_0	comprimento de rugosidade
Z_{0H}	constante de integração do perfil do vento
Z_{root}	espessura da camada mais profunda que contém raízes

Símbolos Gregos

α	albedo da superfície
β	razão do Bowen
Δ	inclinação da curva de umidade específica de saturação
ρ	emissividade da superfície
ρ_a	emissividade da atmosfera
γ	constante psicrométrica
ρ_o	densidade do ar
σ	constante de Stefan-Boltzmann
σ_f	fração de cobertura de vegetação verde (green vegetation fraction= VEG)
θ	conteúdo de água no solo
θ_k	conteúdo de água no solo na camada k
θ_{ref}	conteúdo de água no solo de referência

θ_{wlt} ponto de murchamento

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	17
2	MATERIAIS E MÉTODOS	21
2.1	Técnicas de rotações de cultivos agrícolas e preparo do solo	21
2.2	Modelagem numérica	23
2.3	Método da covariância de vórtices turbulentos	24
2.4	Balanco de energia	27
2.5	Sítio experimental de Cruz Alta/RS	27
2.6	Dados utilizados	32
2.7	Spin up	33
2.8	Alguns parâmetros importantes na calibração	34
2.9	Índices estatísticos	36
3	MODELO DE SUPERFÍCIE <i>NOAH LSM</i>	37
3.1	<i>NOAH LSM</i>	37
3.2	Hidrologia do modelo <i>NOAH LSM</i>	41
3.3	Termodinâmica do modelo <i>NOAH LSM</i>	46
4	RESULTADOS E DISCUSSÕES	49
4.1	Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período 1	49
4.2	Resultados das simulações para o período 1 sem calibração	52
4.3	Testes de sensibilidade às condições de inicialização	57
4.4	Calibração do modelo <i>NOAH LSM</i>	63
4.4.1	Testes de sensibilidade aos parâmetros de vegetação	64
4.4.2	Testes de sensibilidade aos parâmetros de solo	70
4.5	Resultados das simulações após a calibração para o período 1	76
4.6	Implementação das variações horária do albedo e diária do <i>IAF</i> e validação do modelo para o período 2 (soja)	81
5	CONSIDERAÇÕES FINAIS	92
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	95
	APÊNDICE	101

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A agricultura é um setor econômico que influencia de forma significativa o desenvolvimento do Brasil. Parte da economia brasileira depende da agricultura, pois este é um setor que gera empregos para 22% da população ativa, 20% das exportações são de produtos agrícolas e 12% do PIB (Produto Interno Bruto). Com uma área de 8.511.965 Km² que o Brasil possui, cerca de 400.000 Km² são para lavouras. O Rio Grande do Sul é responsável por boa parte da produção agrícola do país.

Na agricultura moderna os incrementos nos rendimentos e a redução dos custos e dos riscos de insucesso dependem cada vez mais do uso criterioso dos recursos financeiros. Neste processo, para obter maior rentabilidade, o agricultor deve tomar decisões de acordo com fatores de produção disponíveis e a probabilidade de risco que envolve a sua atividade. Dentre os principais fatores que influenciam a produção agrícola destacam-se as condições meteorológicas, que são incontroláveis. Vários são os exemplos de quebras de safras no Brasil e no mundo, com enormes prejuízos à agricultura e a sociedade, devido à ocorrência de adversidades meteorológicas (chuvas, secas, geadas, granizo, dentre outros). O uso da terra para a agricultura, pastagem e o desmatamento contribuem para a ocorrência de menores índices pluviométricos (Bonan, 2002). Técnicas de manejo empregadas nas culturas também podem influenciar no clima em escala local e regional. A irrigação contribui para o aumento da umidade relativa do ar, na densidade das nuvens e na precipitação (Smith *et al.*, 2007; Pattey *et al.*, 2007; Mosier *et al.*, 1998).

As mudanças nas práticas agrícolas estão sendo consideradas como possíveis formas de intervir nas mudanças climáticas, por exemplo, aumentando o armazenamento de carbono no solo em áreas agrícolas (Aubinet, 2009; Freibauer *et al.*, 2004; Smith, 2004; Veeshouwers e Verhagen, 2002).

As mudanças do ambiente, induzidas por estas transformações do meio natural, através da atuação antropogênica, estimulou a simulação do meio ambiente nos últimos anos. Este procedimento representa uma atividade importante do ponto de vista econômico, científico e social. O surgimento de Modelos de Circulação Global Atmosféricos significa um grande passo para a meteorologia, uma vez que tais modelos simulam computacionalmente o movimento de grandes massas de ar responsáveis pelas variações do Tempo a médio e a longo prazo.

Os modelos de superfície terrestre são uma importante componente dos Modelos Globais de Clima e Previsão Numérica do Tempo (MGCPNT). Tais modelos incluem a descrição do sistema solo-atmosfera que são utilizados como condições de contorno inferior para os modelos climáticos (Rodell *et al.*, 2005).

Um modelo de superfície terrestre é um modelo computacional desenvolvido para descrever os processos físicos naturais encontrados em diferentes ecossistemas. Processos hidrológicos e fluxos de superfície são essenciais em modelos atmosféricos. Um tratamento simplificado dos fluxos de superfície deve reproduzir em um mínimo custo computacional, as características das interações do sistema superfície-atmosfera importantes para as simulações climáticas. A superfície terrestre e a atmosfera formam um sistema fortemente acoplado. Os fluxos superficiais não somente controlam a entrada de água e energia na atmosfera, mas dependem das propriedades dinâmicas e termodinâmicas da Camada Limite Planetária (CLP) (Mahrt e Ek, 1984). Isto ocorre através de uma sequência de processos que envolvem nebulosidade, conteúdo de água no solo, evaporação, hidrologia de superfície e cobertura do solo. Assim, as funções principais destes modelos são: calcular o balanço de energia, ou seja, particionar a energia radiativa disponível na superfície em fluxos de calor sensível e latente; o balanço de massa particionando a água precipitável, em infiltração, escoamento superficial (*runoff*), umidade retida na vegetação e evaporação direta do solo, umidade do solo pela drenagem gravitacional, etc. O balanço de energia na superfície está diretamente ligado com o balanço de massa na superfície devido à forte dependência da evapotranspiração com a umidade do solo. Para o bom desempenho do modelo de superfície é necessário que ele calcule adequadamente a umidade do solo e outros componentes do balanço de massa e energia.

Dados e modelos numéricos calibrados para um determinado sítio experimental são utilizados para determinar de que modo o ecossistema natural controla o uso de água e energia. Por exemplo, as análises de sensibilidade destes modelos fornecem indicações de como as mudanças climáticas afetam a sustentabilidade dos ecossistemas naturais e perturbados devido ao uso da terra. Um melhor conhecimento dos processos físicos do sistema superfície-atmosfera, bem como um bom conjunto de dados são importantes para melhorar a confiabilidade dos atuais modelos de previsão numérica do Tempo.

O modelo de superfície utilizado neste trabalho é o Modelo de Superfície *NOAH (NOAH LSM)* (Ek. *et al.*, 2003; Chen e Dudhia, 2001). Este modelo baseia-se em um esquema de parametrização para o cálculo dos processos físicos da superfície. Os estudos com o *NOAH LSM*, que incorporam cultivos agrícolas são poucos. Kato *et al.* (2007), fez simulações para os

cultivos de girassol, soja e milho nos Estados Unidos. Ingwersen *et al.*, (2010), testou o modelo para o trigo na Alemanha.

O *NOAH* foi desenvolvido na década de 1980 (Mahrt e Ek, 1984). O modelo evoluiu através de mudanças realizadas no número de camadas do solo, aperfeiçoamentos em relação aos fluxos de calor, a evaporação no solo descoberto, a resistência aerodinâmica do dossel e as características da superfície, etc. No *NOAH LSM* o transporte de água no solo segue a forma da difusividade da equação de Richards para quatro camadas de solo. A termodinâmica do modelo trabalha nas componentes do balanço de energia, que é fundamental para o estudo da evaporação direta e da evapotranspiração, pois representa a disponibilidade de energia na superfície para transformar água em vapor.

Devido à importância dos fatos apresentados, neste trabalho foi caracterizado o sítio experimental de Cruz Alta/RS através das quantidades meteorológicas características locais. Estas quantidades foram obtidas por uma estação meteorológica do INMET em dois períodos de tempo, separados da seguinte forma: 01/Fev/2009 - 31/Jan/2010 (período 1) e 14/Dez/2009 - 28/Abr/2010 (período 2) e dados de fluxo obtidos da torre micrometeorológica instalada no sítio, que faz parte do projeto *SULFLUX* da *UFMS*. O objetivo principal foi estimar os fluxos de energia para o período 1 sem realizar nenhuma calibração no modelo, pretendendo-se verificar a resposta do *NOAH* aplicado sobre uma região com rotação de culturas agrícolas (soja, aveia e milho). Após verificar as deficiências do modelo, foram aplicados, então, testes de sensibilidade dos parâmetros de vegetação e de solo. Logo após, propõe-se uma calibração aplicada aos dados do mesmo período 1 com a finalidade de representar os processos físicos superficiais de forma mais satisfatória. Para estas análises os resultados das simulações com o modelo *NOAH LSM* serão comparados com os dados observados no sítio experimental para o mesmo período e também para o período 2. No sítio de Cruz Alta, os dados de fluxos observados foram obtidos através do método da covariância dos vórtices turbulentos ou “*eddy covariance*”. Este método consiste em uma técnica micrometeorológica que fornece 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 (CO_2), vapor de água e calor. Dentre os métodos mais utilizados para estimar fluxos de energia, este é um dos mais frequentemente utilizados segundo Verma (1990).

Para a inicialização do modelo *NOAH* empregou-se as condições iniciais adaptadas para o local e foi realizado um experimento *spin-up*, ou seja, foi feita uma estabilização do modelo com as condições iniciais de dados de forçantes atmosféricos para os dois períodos de estudo. Após a calibração do modelo *NOAH* para o período 1, e a implementação das variações do albedo e do índice de área foliar, executa-se o modelo para o período 2, para a sua validação.

Analisando-se a dinâmica apresentada pelo modelo, após a calibração, pode-se verificar a previsão dos fluxos superficiais e variáveis de solo do modelo para uma região com rotação de culturas agrícolas e ainda observar as deficiências que persistirem.

Esta tese está estruturada em cinco capítulos: O Capítulo 1 apresenta uma breve introdução fornecendo os objetivos do trabalho; o Capítulo 2 indica os materiais e métodos utilizados. No Capítulo 3 faz-se um estudo do modelo de superfície *NOAH LSM*; no Capítulo 4 apresentam-se os resultados e as discussões e no Capítulo 5 são indicadas as conclusões.

CAPÍTULO 2

MATERIAIS E MÉTODOS

Neste capítulo serão abordados alguns aspectos dos processos de interação do sistema superfície-atmosfera, as rotações de cultivos, a modelagem atmosférica, as variabilidades espaciais dos fluxos turbulentos e métodos de obtenção, estudo do sítio experimental, dados utilizados e índices estatísticos. Muitos estudos mostram que as modificações no balanço de água e nos parâmetros meteorológicos de meso e microescala locais podem ser rapidamente induzidas por modificações da superfície, gerando impactos sobre a atmosfera.

2.1 Técnica de rotações de cultivos agrícolas e preparo do solo

Uma técnica agrícola de conservação, que visa diminuir a exaustão do solo, é a técnica de rotação de cultivos. Isto é feito trocando as culturas a cada novo plantio de forma que as necessidades de adubação sejam diferentes a cada ciclo. Consiste em alternar espécies vegetais, numa mesma área agrícola. As espécies escolhidas devem ter, ao mesmo tempo, propósitos comerciais e de recuperação do solo. As vantagens da rotação de cultivos são inúmeras. Além de proporcionar a produção diversificada de alimentos e outros produtos agrícolas, essa prática melhora as características físicas, químicas e biológicas do solo; auxiliam no controle de plantas daninhas, doenças e pragas; repõe matéria orgânica, protege o solo da ação dos agentes climáticos, ajuda a viabilização do sistema de plantio direto (SD) e dos seus efeitos benéficos sobre a produção agropecuária e sobre o ambiente como um todo.

Longe de ser uma tecnologia simples, o preparo do solo para a semeadura, compreende um conjunto de práticas que, quando usado racionalmente, pode permitir uma alta produtividade das culturas a baixos custos, mas pode também, quando usado de maneira incorreta, levar rapidamente à degradação física, química e biológica do solo e, diminuir o seu potencial produtivo (Torres *et al.*, 1993). Os fatores que causam a degradação do solo agem de forma conjunta e a importância relativa de cada um varia com as circunstâncias de clima, do próprio solo e das culturas. Entre os principais fatores, destacam-se: a compactação, a ausência da cobertura vegetal do solo, a ação das chuvas de alta intensidade, o uso de áreas inaptas para culturas anuais, o preparo do solo com excessivas gradagens superficiais, etc. (Torres e Saraiva, 1999).

No sistema de plantio convencional (SC) (Figura 2.1), o manejo do solo é realizado com um número excessivo de operações de preparo. Somados às demais operações de cultivo, fazem com que, em uma propriedade, em apenas uma safra agrícola, máquinas e veículos passem revolvendo o solo muitas vezes. Essa forma de manejo, principalmente quando o preparo é feito com implementos e condições de solo inadequadas, tem causado a desestabilização do solo e a redução da matéria orgânica; como consequência, a ocorrência de erosão, com perdas de solo e nutrientes (EMBRAPA, 2004).

Figura 2.1 – Cultivo de soja em sistema de plantio convencional (SC) em Cruz Alta/RS.



Fonte: Webler (2011).

O sistema de plantio direto (Figura 2.2) é uma alternativa para reverter à situação de degradação gerada pelo cultivo convencional. Desde que seja adotado de modo correto, apresenta vantagens sobre os sistemas que revolvem o solo. Como vantagens, o sistema de semeadura direta diminui a erosão, melhora os níveis de fertilidade do solo (principalmente de fósforo) e mantém ou aumenta a matéria orgânica. Ele ainda proporciona a redução dos custos de produção (menor desgaste de tratores e maior economia de combustível, em razão da ausência das operações de preparo) e permite a melhor racionalização no uso de máquinas, implementos e equipamentos. Isso, possibilita que diferentes culturas sejam implantadas nas épocas indicadas e, finalmente, proporciona estabilidade na produção e melhoria de vida do produtor rural e indiretamente da sociedade.

Figura 2.2 – Cultivo de soja em sistema de plantio direto (SD) em Cruz Alta/RS.



Fonte: Webler (2011).

No sítio experimental de Cruz Alta, a parcela onde o sistema de plantio direto está em curso, o solo não é revolvido desde 1986. Assim, todos os resíduos das culturas ficam depositados sobre o solo. A presença de resíduos sobre a superfície forma uma camada que interfere em muitos aspectos, principalmente na preservação da umidade do solo, alteração do albedo superficial e diminuição da temperatura do solo. Estudos mostram que a gestão de resíduos em sistemas agrícolas pode auxiliar na preservação da umidade do solo, reduzindo a evapotranspiração e temperatura do solo em até 10°C, devido, principalmente a um maior albedo de superfície (Kucharik, 2007).

2.2 Modelagem numérica

Modelos numéricos tem sido utilizados para muitos fins, tais como o estudo da dinâmica da CLP (Camada Limite Planetária), fluxos turbulentos, perfis de temperatura na camada limite, etc. A modelagem numérica é uma tarefa complexa devido a não linearidade desses fenômenos e a gama de escalas envolvidas. Isto requer a utilização de modelos que vão desde a escala global até a microescala. Os modelos de circulação global atmosféricos tem dificuldades em representar bem o clima em escala regional próximas à superfície terrestre (Kalma e Calder, 1994). A topografia é um dos fatores que provavelmente influenciam na resolução local dos

modelos de mesoescala. A física destes modelos ainda precisa de refinamentos em alguns aspectos como na modelagem da turbulência, física de nuvens, processos convectivos, etc. Porém, já é possível reproduzir os diversos aspectos da dinâmica da atmosfera com considerável realismo através de uma adequada parametrização da superfície.

É de suma importância avaliar a variabilidade espacial do tipo de superfície, tanto do ponto de vista da complexidade para sua modelagem, quanto dos efeitos sobre a CLP, uma vez que a heterogeneidade da superfície é responsável pelo surgimento de circulações locais. Os efeitos das variabilidades espaciais, como os de umidade do solo se fazem sentir pelas diferenças nos fluxos superficiais, como do calor sensível e latente sobre cada tipo de superfície. Assim, torna-se fundamental obter uma correta parametrização desses fluxos.

Na literatura existem vários modelos (SiB, IBIS, PROGSURF) para estimar os fluxos turbulentos e a umidade do solo. Cada qual se destina a uma aplicação específica visando atender as necessidades da modelagem.

2.3 Método da covariância dos vórtices turbulentos

O método de covariância de vórtices turbulentos ou *eddy covariance* consiste em uma técnica micrometeorológica que fornece 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 (CO₂), vapor d'água e calor. Dentre os métodos mais utilizados para estimar fluxos de superfície, este é um dos mais empregados segundo Verma (1990). Inicialmente, o método da covariância de vórtices turbulentos era utilizado para medir apenas fluxos de vapor d'água, de calor sensível e *momentum*. Mas, a partir de 1990, sensores de análises de resposta rápida de concentração de CO₂ começaram a ser disponibilizados. Estes sistemas de medidas permitem avaliar com confiança os fluxos turbulentos (Golden *et al.*, 1996), apesar de apresentarem limitações importantes, especialmente em condições de estabilidade atmosférica. Este método mede fluxos de energia e massa em um ponto acima da superfície atmosférica com instrumentos de resposta de alta frequência capazes de medir as flutuações turbulentas que contribuem para o fluxo (Leuning e Judd, 1996). Para que as medidas sejam representativas do fluxo subjacente à superfície, os instrumentos devem ser instalados dentro da camada limite turbulenta, onde o fluxo turbulento é aproximadamente constante com a altura (Moncrieff *et al.*, 1996). De acordo com Verma (1990), a variação da rugosidade da superfície afeta a camada de ar passando acima, ou seja, fazem com que o fluxo seja modificado pelas novas condições da superfície.

Segundo Baldocchi (1988), as condições naturais do meio ambiente são raramente ideais, tornando necessárias algumas correções matemáticas para minimizar alguns erros nas medidas experimentais. Medidas ideais requerem condições ideais feitas em terrenos horizontalmente planos, evitando-se efeitos advectivos. Deve-se considerar ainda, que durante o período noturno, como a produção de CO₂ é mais intensa e o vento mais fraco, ocorre um aumento na concentração deste gás que em regiões em desnível podem ser drenados para locais mais baixos subestimando as medidas (Araújo *et al.*, 2002).

Portanto, as covariâncias, portanto, permitem quantificar e estimar o transporte vertical (fluxos) das diferentes grandezas escalares e vetoriais, que estabelecem a comunicação entre a superfície e a atmosfera. Como um exemplo de covariância ou de fluxo, considera-se o produto entre uma velocidade e um escalar (c) dado pela Equação 2.1:

$$F_c = \overline{\omega c} \quad (2.1)$$

Sendo, F_c a densidade de fluxo de c e ω a componente vertical da velocidade do vento. A barra acima do termo da direita representa a média do produto das variáveis. 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, consideram-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:

$$\omega = \bar{\omega} + \omega' \quad (2.2)$$

$$c = \bar{c} + c' \quad (2.3)$$

Sendo, $\bar{\omega}$ e \bar{c} as componentes médias e ω' e c' as componentes turbulentas da velocidade vertical do vento e da concentração da grandeza escalar c , respectivamente. Reescrevendo a equação (2.3), fazendo uso das equações (2.1) e (2.3), num dado instante, temos:

$$F_c = \overline{\omega c} + \overline{\omega' c'} \quad (2.4)$$

Assim, o termo $\overline{\omega c}$ representa o transporte pelo escoamento médio e $\overline{\omega'c'}$ o transporte turbulento do escoamento. A média temporal do produto de duas componentes de flutuação $\overline{\omega'c'}$ chama-se de fluxo turbulento. Segundo Oke (1987), o valor médio de ω é considerado nulo para superfícies planas, suficientemente extensas e geometricamente uniformes, 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, $\overline{\omega} \approx 0$. Por convenção, o valor da flutuação de ω (ω') é positivo no caso de movimento ascendente e negativo no caso contrário. Aplicadas às devidas simplificações (Arya e Holton, 2001), obtém-se de (2.4) a equação de estimativa do fluxo turbulento:

$$F_c = \overline{\omega'c'} \quad (2.5)$$

O fluxo de uma grandeza escalar F_c é definido como a média do produto das flutuações da velocidade vertical (ω') 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. (2.5). A partir de um grande número de amostras de ambas variáveis calcula-se a covariância estatística entre as duas variáveis. Assim, os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) podem ser obtidos conforme as equações a seguir (Arya e Holton, 2001):

$$H = \rho_0 c_p \overline{\omega'T'} \quad (2.6)$$

$$LE = \rho_0 c_p \overline{\omega'q'} \quad (2.7)$$

Sendo ρ_0 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 (*kelvin (K)*) e da umidade específica do ar ($\frac{Kg}{Kg}$), respectivamente.

Desta forma, o método *eddy covariance* é uma importante ferramenta na quantificação de fluxos turbulentos, sendo reconhecido atualmente como uma forma direta e confiável para o monitoramento de longo prazo dos fluxos em ecossistemas agrícolas (Runing *et al.*, 1999; Canadell *et al.*, 2000; Baldocchi, 2003).

Para a realização deste trabalho, os fluxos de calor médios observados foram obtidos através da operação de uma torre micrometeorológica com a utilização do método da covariância de vórtices turbulentos. Esta torre foi instalada no sítio experimental de Cruz Alta/RS, operando na frequência de 10 Hz. Os dados coletados foram interpolados para a obtenção dos seus valores médios em intervalos de 30 minutos.

2.4 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). Assim, o balanço de energia em uma superfície pode ser expresso como:

$$Rn = H + LE + G \quad (2.8)$$

A convenção de sinais de H , LE e G são positivas quando transportados para fora da superfície, enquanto Rn é negativo nesta situação. Os fluxos de calor sensível e latente são processos convectivos e turbulentos. Isto ocorre devido a maior temperatura da superfície do solo em relação à atmosfera provocando a convecção e fazendo com que a energia e a umidade que estão concentradas próximas à superfície sejam transportadas para alturas maiores. Além disso, a atmosfera é governada pelo vento gerado por gradientes de pressão e movimentos em torno das rugosidades da superfície terrestre. Este processo faz com que o ar aquecido e a umidade que estão próximas ao solo se misturem ao ar acima e então aquecendo e umidificando os níveis mais elevados da atmosfera. No solo, a transferência de energia através das camadas se dá pelo processo de condução. Este processo ocorre através da transferência de energia cinética entre as moléculas.

2.5 Sítio experimental de Cruz Alta/RS

O desafio de se trabalhar a questão de uma determinada região agrícola, traz à tona limitações quanto à forma mais adequada de interação com os diferentes aspectos que constituem este tema tão complexo. Questões como o clima, a localização geográfica, a topografia da região, a vegetação são algumas considerações iniciais para o estudo dos processos que ocorrem no sistema superfície-atmosfera de um ecossistema.

Neste trabalho, os dados experimentais foram coletados a partir de medidas realizadas na área experimental agrícola da Fundação Centro de Experimentação e Pesquisas Fecotrigo (FUNDACEP), localizada em Cruz Alta/RS, a qual está a uma altitude de 432 m, e é mostrada na figura 2.3.

Figura 2.3 - Localização do município de Cruz Alta/RS ($28^{\circ}36'S$, $53^{\circ}40'O$).



Fonte: Google maps.

Na FUNDACEP, vem sendo realizados experimentos de longo prazo onde são avaliados dois sistemas de manejo do solo desde 1985. A partir de 2008, o Laboratório de Micrometeorologia da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM) tem monitorado as trocas de energia de água e CO_2 no sistema de plantio direto através de uma torre micrometeorológica pertencente ao projeto SULFLUX (www.ufsm.br/sulflux) indicada na figura 2.4. Uma segunda torre foi instalada no sistema de plantio convencional em novembro de 2009, mostrada na figura 2.5. Outras localidades no RS como Cachoeira do Sul, Paraíso do Sul, também possuem torres instaladas para coleta de dados de meteorológicos e de fluxos turbulentos. Foi escolhida a região de Cruz Alta devido ao fato de apresentar rotações de culturas anuais.

Figura 2.4 – Torre micrometeorológica instalada no sistema de plantio direto em Cruz Alta/RS.



Fonte: Autora.

Figura 2.5 – Torre micrometeorológica instalada no sistema de plantio convencional em Cruz Alta/RS.



Os dois sistemas de plantio no sítio de Cruz Alta podem ser visualizados na figura 2.6.

Figura 2.6 – Sítio experimental de Cruz Alta/RS destacando-se parcelas dos sistemas de plantio direto (SD) e convencional (SC).



Fonte: Webler (2011).

Os sensores listados abaixo estão instalados na parcela cultivada em sistema de plantio direto (SD):

- 1) Medidas de pressão: Li Cor – LI7500 (2,5 m de altura)
- 2) Medidas de temperatura do ar: Campbell Scientific – CSAT3 (2,5 m)
- 3) Componente de vento: Campbell – CSAT3 (2,5 m)
- 4) Radiação de onda curta incidente: (Kipp&Zonen CMB6 (5 m)
- 5) Saldo de radiação: Kipp&Zonen – NR LITE (5 m)
- 6) Radiação fotossinteticamente ativa (PAR): Kipp&Zonen PAR LITE (1 m)
- 7) H₂O / CO₂: Li Cor – LI7500 (2,5 m)
- 8) Fluxo de calor no solo: Hukseflux – HFPO1SC – L (-2 cm profundidade)
- 9) Temperatura do solo: Campbell Scientific – Termopar Tipo E – TCAV – L (-2 cm)
- 10) Umidade do solo: Campbell Scientific – CS616 – L Water Content Reflectometer (-0,2 cm e -20,50 cm)
- 11) Precipitação: Texas Instruments, INC. (1,5 m)

A aproximadamente 400 m da torre micrometeorológica, existe uma estação meteorológica automática do INMET, que é responsável pelos dados que serão utilizados como entrada no modelo de superfície NOAH, e podem ser observada na figura 2.7.

Figura 2.7 - Estação meteorológica automática do INMET, em Cruz Alta/ RS.



Fonte: Autora.

A tabela 2.1 apresenta as informações acerca do uso do solo de algumas parcelas monitoradas desde a instalação da torre no sistema de plantio direto.

Tabela 2.1 – Informações sobre o uso do solo para o período de estudo do sítio de Cruz Alta.

Data	Procedimento
28/11/2008	Semeadura da soja I
15/04/2009	Colheita da soja I
Pousio	Pousio
15/06/2009	Semeadura da aveia preta
10/11/2009	Dessecação da aveia preta
Pousio	Pousio
14/12/2009	Semeadura da soja II
13/04/2010	Maturação da soja II
28/04/2010	Colheita da soja II

O Clima da cidade de Cruz Alta é subtropical úmido com as quatro estações bem definidas, segundo a classificação climática de Koppen. A precipitação anual média fica em torno de 1630 mm, com chuvas bem distribuídas durante o ano, sendo o mês de janeiro o mais quente e julho apresenta as menores temperaturas. O índice pluviométrico é estável ao longo do ano.

2.6 Dados utilizados

Para avaliar o desempenho do modelo de superfície *NOAH LSM*, foram selecionados dois períodos (01/Fev/2009 até 31/Jan/ 2010) denominado de **período 1** e de 14/Dez/2009 até 28/Abr/2010, o **período 2**). Os dados de entrada (forçantes atmosféricas) exigidos pelo modelo foram coletados pela estação meteorológica automática do INMET. Como o modelo requer dados de entrada em intervalos de 30 minutos, fez-se uma interpolação nos dados, uma vez que o INMET os lança em intervalos de 60 minutos.

Para o conjunto de dados utilizados, é importante o conhecimento da composição vegetal da superfície. Os dados foram coletados no sistema de plantio direto, onde a semeadura foi feita nas mesmas condições de pós-colheita. Isto possibilitou o plantio de mais de uma cultura agrícola anual para o mesmo terreno, de acordo com a época do ano. A caracterização do tipo de cobertura do solo é fundamental para a determinação do índice de vegetação (*VEG*) e do índice de área foliar (*IAF*). O *VEG* representa a fração de cobertura vegetal por área de solo, podendo variar de 0 para o solo nu, a 1 para o solo totalmente coberto por vegetação. O *IAF* indica a fração de folhas disponíveis para a atividade fotossintética por área de vegetação, podendo variar de 0 a um número alto dependendo do tipo de vegetação. É importante a avaliação destes parâmetros também após a colheita, uma vez que o sistema é de plantio direto. Este sistema de manejo implica numa redução da evapotranspiração direta do solo ocasionada pelo resto da palhada que permanece sobre a superfície após a colheita.

Todos os fluxos de calor foram medidos através do método da covariância dos vórtices turbulentos *eddy covariance* (Baldocchi *et al.*, 1988) em períodos de 30 minutos. A falta de dados é um problema comum em medidas micrometeorológicas de longo prazo, seja por falhas dos equipamentos, paradas por falta de manutenção do sistema, problemas em sensores, falta de energia, falha humana, coleta de dados, controle de qualidade dos dados, entre outros.

Algumas quantidades como calor, umidade e *momentum* são transportados na baixa atmosfera, na horizontal pelo vento médio (processo de advecção) na ordem de 2m/s a 10m/s, e na vertical pela turbulência. Movimentos turbulentos podem ser entendidos como uma

condição irregular do fluxo de ar, no qual vários elementos apresentam variação aleatória no tempo e no espaço. Esses movimentos podem ser visualizados como uma superposição de vórtices que se elevam a partir da superfície (gradiente de transporte positivo).

Dessa forma, como a superfície terrestre é dominada pela turbulência, o entendimento dos fenômenos de transporte de massa, energia e *momentum* próximos à superfície está diretamente relacionado a uma importante caracterização dos fluxos turbulentos.

Em meteorologia usa-se a palavra fluxo para denominar a transferência de uma quantidade por unidade de área por unidade de tempo. Os fluxos podem ser definidos como o produto turbulento de duas grandezas não lineares, chamado de covariância.

Para este estudo, o período total de dados foi dividido. Para o período 1, inicialmente, foi realizada uma simulação sem nenhuma calibração, foram feitas apenas adaptações de alguns valores característicos do sítio (citados mais adiante). Logo após foram feitos testes de sensibilidade às condições de inicialização. Estes testes avaliam a sensibilidade do modelo através da variação das condições de inicialização em configurações montadas para a temperatura e umidade do solo. Para isso foi necessário a realização de testes de sensibilidade também nos parâmetros de solo e vegetação. A partir dos resultados observou-se as deficiências no modelo e então, foi feita uma calibração que consistiu em realizar várias simulações variando-se os parâmetros de solo e de vegetação ou ambos até atingir uma previsão otimizada para o período. E finalmente, o modelo calibrado para o período 1 proposto.

Para o período 2 (um ciclo de cultura de soja), além de utilizar a mesma calibração da soja para o período anterior, foram implementadas as variações a cada meia hora para o albedo e diária para o índice de área foliar, obtidos experimentalmente.

2.7 Spin up

O experimento *spin up* é definido como o tempo necessário para que um modelo alcance seu estado de equilíbrio. Após um certo tempo de integrações, supõe-se que os campos simulados variem significativamente de um ano para outro. Segundo Cosgove *et al.*, (2003), sem o processo de *spin up* as simulações da superfície podem ser negativamente influenciadas. As condições iniciais do conteúdo de água no solo têm impacto em longo prazo e uma inicialização utilizando dados climatológicos pode afetar o desempenho do modelo durante o período da simulação. Os modelos de superfície são transitivos e caracterizam-se por uma única climatologia de superfície. Mesmo fornecendo forçantes meteorológicas idênticas, parâmetros de vegetação e características de 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 se afastam 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).

Em longo prazo, os conjuntos de dados 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 outras formas 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 de superfície terrestre (ou seja, deixam de variar significativamente de ano pra 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 se pode fornecer uma climatologia precisa, e quaisquer anomalia meteorológica regional acumulará como anomalias no estado de superfície terrestre ainda que um equilíbrio natural seja atingido (Schlosser *et al.*, 2000). Para este estudo o experimento *spin up* foi realizado com os dados forçantes de 2008 a 2010.

2.8 Alguns parâmetros importantes na calibração

Aqui será feita uma pequena descrição de alguns parâmetros importantes na calibração do modelo *NOAH*.

Rugosidade da superfície (Z_0): O comprimento de rugosidade ou parâmetro de rugosidade Z_0 é uma medida da rugosidade aerodinâmica da superfície sobre a qual o perfil da velocidade do vento está sendo medido. Z_0 é determinado pelas medidas da velocidade média do vento na altura z ($U(z)$) e $\ln z$ para o ponto onde $U = 0$. No caso de cultivos e outras superfícies rugosas $\ln z$ é substituído por $\ln (z - d)$, onde d é o deslocamento do plano zero. O parâmetro de rugosidade para cultivos está em torno de uma ordem de grandeza menor do que a altura do cultivo. Para este trabalho foi utilizado o valor de Z_0 de acordo com o manual do *NOAH* (pág. 20).

Coeficiente de rugosidade para o transporte de calor (Z_{OH} ou C_h): É uma constante de integração do perfil vertical do vento dividido pela altura do sensor do vento, neste caso 10 m. Com o valor de Z_0 obtido de acordo com o manual, para Z_{OH} , dividiu-se Z_0 por 10 m.

Fração de solo coberta por vegetação (VEG ou σ_f): Este parâmetro representa a fração de solo coberta por vegetação, que pode variar entre 0 e 1, próximo de 0 quando o solo está “nu” e 1 quando o solo está totalmente coberto por vegetação. Para os testes deste trabalho utilizou-se valores extremos e médio: de 0,05 para o solo “nu”; 0,99 para o solo “totalmente” coberto e ainda 0,5 como um valor intermediário. Este parâmetro é fundamental para o cálculo da evaporação direta, da evaporação do dossel, para o armazenamento de água no dossel e ainda para a evapotranspiração na equação de Richards para as camadas do solo.

Índice de área foliar (IAF ou LAI): O IAF informa acerca da fração de folhas disponíveis para a atividade fotossintética por área de vegetação. Este parâmetro pode variar de 0 a um número alto dependendo do tipo de vegetação. É importante a avaliação destes parâmetros também após a colheita, uma vez que o sistema é de plantio direto. Os valores utilizados e testados foram escolhidos de acordo com os dados experimentais para os períodos de estudo. Em períodos onde não houveram medidas experimentais tem-se um valor mínimo de 0,5 devido ao fato de se tratar do sistema de plantio direto, onde existe plantas que nascem espontaneamente.

Umidade (máxima) de saturação do solo (W_s ou $SMCMAX$): Quando a umidade é 100%, dizemos que o solo está saturado porque todos os seu poros estão preenchidos com água. Se 0% então o solo está totalmente seco.

Umidade de capacidade de campo (W_c ou $SMCREF$): É a umidade do solo em sua capacidade máxima de reter água, acima da qual ocorrem perdas por percolação de água no perfil ou por escoamento superficial, e varia de acordo com a classe do solo.

Umidade do ponto de murchamento (W_m ou $SMCWLT$): É o teor de umidade no qual a planta não consegue mais retirar água do solo.

Coeficiente térmico de saturação para o solo (C_{ss}): Indica como o fluxo de calor flui através do solo saturado.

Os valores de W_s , W_c , W_m e C_{ss} são para o tipo de solo arenoso-argiloso que estão de acordo com a tabela de Noilan e Planton (1989).

2.9 Índices estatísticos

Para avaliar a performance do modelo de superfície *NOAH*, utilizou-se um conjunto de índices estatísticos (Hanna, 1989).

$$NMSE = \overline{(C_o - C_s)^2} / \overline{C_o C_s} \quad (\text{Erro Quadrático Médio Normalizado}) \quad (2.9)$$

$$R = \overline{(C_o - \overline{C_o})(C_s - \overline{C_s})} / \sigma_o \sigma_s \quad (\text{Coeficiente de Correlação}) \quad (2.10)$$

$$FA2 = 0.5 \leq C_o / C_s \leq 2 \quad (\text{Fator de 2}) \quad (2.11)$$

Onde, C é a quantidade analisada e o subscritos "o" e "s" representam os valores observados e simulados, respectivamente. As barras nos índices estatísticos indicam médias no tempo. O índice estatístico *NMSE* fornece a informação dos desvios entre os fluxos simulados e observados. O índice estatístico *FA2* fornece a fração dos dados para os quais $0.5 \leq C_o / C_s \leq 2$. Quanto mais próximo de zero estiverem os valores de *NMSE*, e quanto mais próximos de 1 estiverem os valores de *R* e *FA2*, melhor são os resultados.

CAPÍTULO 3

MODELO DE SUPERFÍCIE *NOAH LSM*

Neste capítulo será feita uma descrição do modelo de superfície *NOAH LSM*.

A escolha de um modelo para representar a atmosfera terrestre, depende de vários fatores tais como: a natureza dos dados de entrada, o domínio da aplicação, os recursos computacionais disponíveis, etc. Modelos, de uma forma geral, são frequentemente utilizados para representar fenômenos complexos. Para isto, é necessária uma boa compreensão dos processos físicos envolvidos, uma análise correta dos dados de entrada para posteriores melhorias na resposta do modelo.

3.1 *NOAH LSM*

O modelo de superfície *NOAH*, foi desenvolvido através da colaboração envolvendo diferentes instituições dos Estados Unidos.

N: *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)*

O: *Oregon State University (Dept. of Atmospheric Sciences) (OSU)*

A: *Air Force (both AFWA and AFRL – formerly AFGL, PL)*

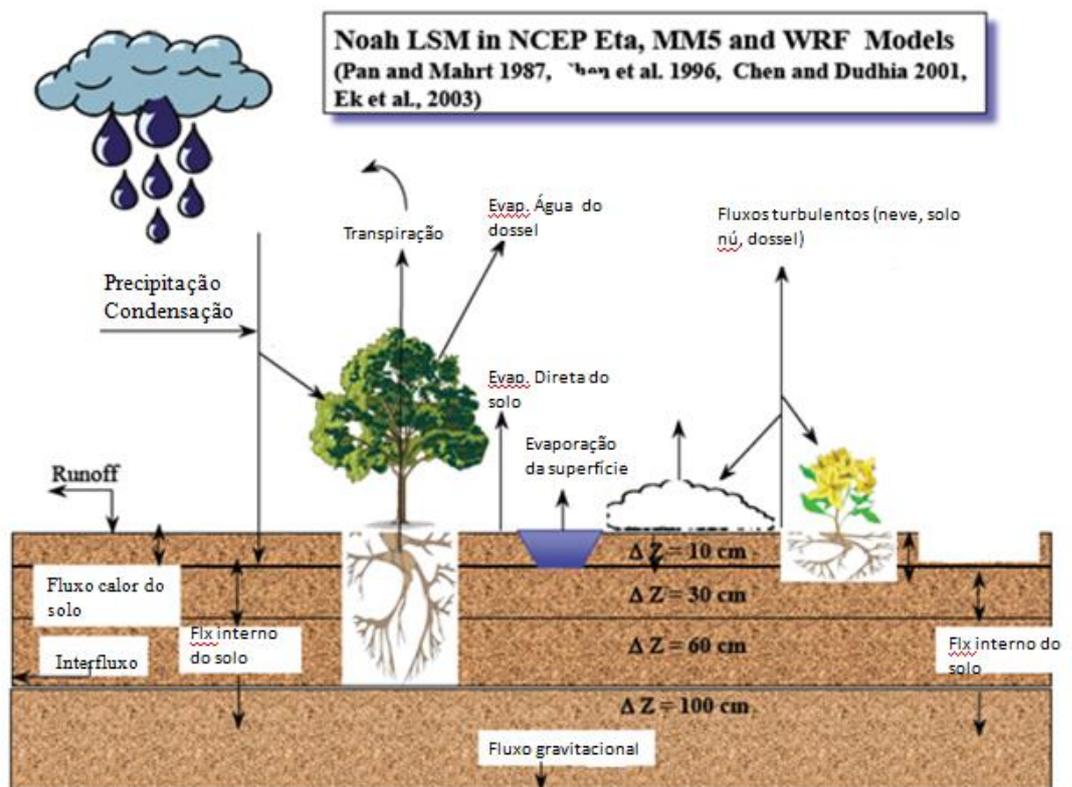
H: *Hidrologic Research Lab – NWS (now office of hydrologic Dev - OHD)*

LSM: *Land Surface Model*

O *NOAH* (Ek *et al.*, 2003) do NCEP, versão *offline 2.7.1* é o modelo de superfície avaliado neste estudo. O modelo evoluiu do *LSM*, o qual foi desenvolvido em meados da década de 1980 (Mahrt e Ek, 1984). As mudanças realizadas foram: o número de camadas do solo aumentado de duas camadas (10 e 190 cm de espessura) para quatro camadas (10, 30, 60 e 100 cm de espessura) de profundidade da zona da raiz (ver Fig. 3.1), tornou-se espacialmente variável dependendo da classe da vegetação (antes fixada 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 de multicamadas de Mahrt e Pan (1984) e Pan e Mahrt (1987), com a adição da formulação da evapotranspiração do dossel (Jacquemin e Noilhan, 1990; Jarvis, 1976). Em 1990, o NCEP começou a realizar testes de eficiência do modelo de superfície continental (*Land Surface Model – LSM*) unidimensional desenvolvido para ser utilizado na previsão do tempo do estado de Oregon (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 Parametrization Schemes (PILPS)*, expandiram suas colaborações com relação à modelagem de superfície. Estas colaborações envolveram diferentes órgãos americanos (*Office of Hydrological Development do National Environment 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. Então, foi renomeado para *NOAH LSM* em reconhecimento a todas as contribuições envolvidas (Ek *et al.*, 2003).

Figura 3.1 - Esquema representativo de algumas quantidades utilizadas pelo modelo *NOAH LSM*.



Fonte: (adaptada de Ek *et al.*, 2003).

O Centro de Modelagem Ambiental do *NCEP* também realizou algumas modificações incluindo a componente do escoamento superficial, a partir do modelo de balanço hídrico de

Schaake *et al.*, (1996) e parametrizaram o solo congelado e a camada de neve de Koren *et al.*, (1999). As condições de contorno superior e inferior 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*) (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 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 modelo *NOAH* sofreu mudanças significativas (Chen *et al.*, 1996; Koren, 1999; Ek *et al.*, 2003). Os aperfeiçoamentos estão relacionados ao fluxo de calor no solo, a evaporação no solo descoberto, aos processos para a estação fria, a 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) tem menor (maior) condutividade (Peters-Lidard *et al.*, 1998). Por exemplo, nos solos úmidos com esparsa vegetação, 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 formulação aumenta o fluxo de calor no solo e reduz o ciclo da temperatura diurna exagerada previamente (Marshall 1998; Marshall *et al.* 2001). Também, a redução do fluxo de calor no solo sob o dossel da vegetação é incluído (Peters-Lidard *et al.* 1997), assim como um 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 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 assumida ser 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, do conteúdo de umidade no solo 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).

O modelo tem quatro arquivos de entrada necessários para a sua execução. O *controlfile* inclui as variáveis de configuração do modelo, como o número e a espessura das camadas de solo, o número de passos no tempo, a data inicial da simulação, o tempo total de simulação, a latitude, a longitude, as condições iniciais para as variáveis de estado, a classificação dos índices de vegetação e tipo de solo. Resumidamente, as dez principais etapas do programa principal são:

1. Leitura do arquivo de controle (configuração do modelo, características locais e as condições iniciais);
2. Cria os arquivos de saída;
3. Inicia o *loop* de passos no tempo (iniciando também, se indicado o arquivo de controle, o *spin up*);
4. Leitura dos dados de forçantes atmosféricas;
5. Interpola a média mensal da fração de cobertura verde (*Green vegetation fraction*) e do albedo para cada dia juliano da simulação;

6. Chama a radiação solar e a radiação de onda longa incidente a partir dos dados de forçantes atmosféricas de entrada, ou ainda, apresenta a opção para calcular a radiação de onda longa incidente a partir da temperatura do ar;
7. Calcula a umidade específica e a umidade específica saturada a partir dos dados dos forçantes atmosféricos de entrada;
8. Chama a velocidade do vento a partir das forçantes atmosféricas de entrada;
9. Inicia a física do modelo de superfície (ou seja, chama a subrotina SFLX) para calcular as variáveis (fluxos) em cada passo no tempo;
10. Escreve os dados da simulação em arquivos de saída para cada passo no tempo.

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 no tempo. No arquivo de controle estão presentes, além das configurações do modelo, as condições iniciais e de contorno utilizadas nos modelos, tais como as indicadas abaixo:

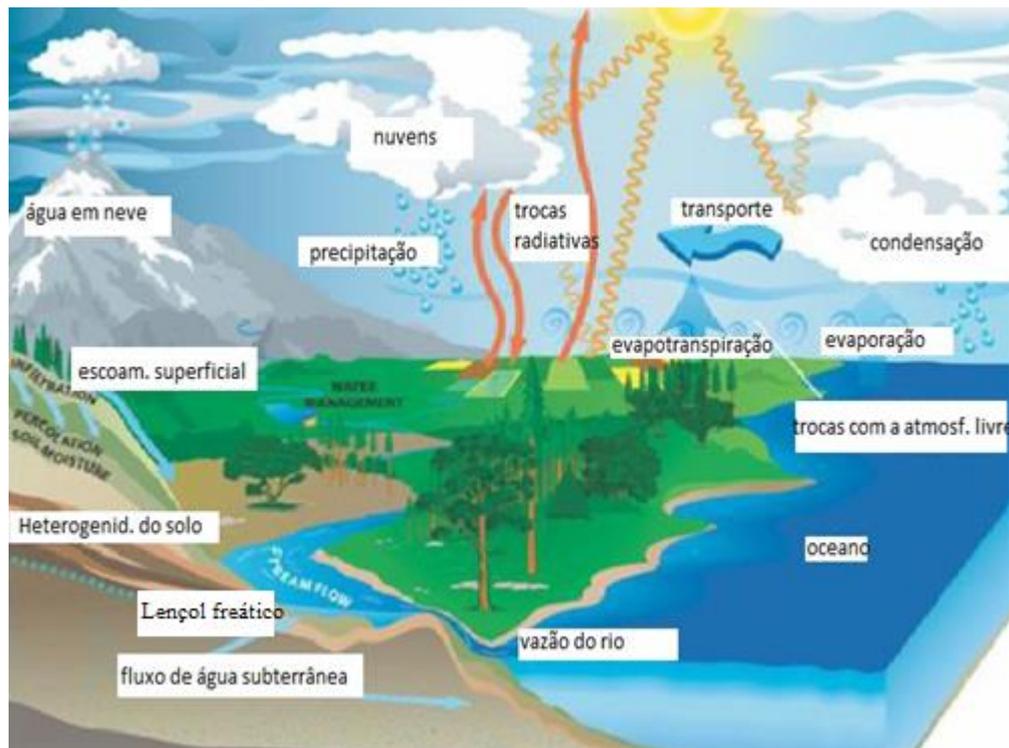
1. T1 - temperatura da superfície inicial (K), que pode ser considerada igual a temperatura inicial do ar;
2. STC (NSOIL) - temperatura do solo inicial (K), para cada camada de solo;
3. SMC (NSOIL) - conteúdo de água no solo volumétrico inicial em cada camada do solo (fração volumétrica);
4. SH2O (NSOIL) – conteúdo de água no solo descongelado (fração volumétrica);
5. CMC – conteúdo de água no dossel;
6. SNOWH – profundidade da camada de neve inicial (m), neste trabalho será considerada igual a zero;
7. SNEQV – equivalente de água líquida na camada de neve inicial (m), também será zero.

3.2 Hidrologia do modelo *NOAH LSM*

O ciclo hidrológico é definido como um fenômeno de circulação fechada da água entre a atmosfera e a superfície terrestre. Rutkowski (1999) afirma que “a capacidade de cada localidade de sustentar as atividades antrópicas que são dependentes hídricas, é determinada pelo comportamento local do ciclo hidrológico”. Embora, o movimento cíclico da água não tenha princípio nem fim, costuma-se iniciar seu estudo descritivo pela evaporação da água dos oceanos e da superfície continental, onde se torna parte da atmosfera. A umidade atmosférica

precipita-se tanto nos oceanos como nos continentes. Nestes, a água precipitada pode ser interceptada pela vegetação, pode escoar pela superfície dos terrenos, cair diretamente sobre os cursos d'água ou oceano, ou pode infiltrar-se no solo, como pode ser visualizado na figura 3.2. Um modelo hidrológico pode ser definido como uma representação matemática do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parte da superfície terrestre.

Figura 3.2–Representação do ciclo hidrológico.



Fonte: <http://science.nasa.gov/earth-science/oceanography/ocean-earth-system/ocean-water-cycle/>

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

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial k}{\partial z} + F_{\theta} \quad (3.1)$$

sendo θ (m^3/m^3) o conteúdo volumétrico de água no solo (metros cúbicos de água por metros cúbicos de solo), D (m^2/s) a difusividade da água no solo, k (m/s) a condutividade hidráulica (mm/dia) e F_{θ} 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 θ . Esta forma difusiva da equação de Richards é derivada a partir da lei de Darcy (Chen e Dudhia 2001).

Integrando-se a Eq. (3.1) para cada uma das quatro camadas do solo e expandindo F_θ teremos:

→ Primeira camada de solo:

$$d_{z1} \frac{\partial \theta_1}{\partial t} = \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z1} - k(\theta)_{z1} + I - E_{dir} - E_{t1} \quad (3.2)$$

→ Segunda e terceira camadas do solo ($i=2,3$):

$$d_{zi} \frac{\partial \theta_i}{\partial t} = \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_{i-1}} - \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_i} + k(\theta)_{z_{i-1}} - k(\theta)_{z_i} - E_{t1} \quad (3.3)$$

→ Camada inferior do solo:

$$d_{z4} \frac{\partial \theta_4}{\partial t} = \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z3} - k(\theta)_{z3} - k(\theta)_{z4} \quad (3.4)$$

Sendo que o subscrito i refere-se ao número da camada do solo e d_{zi} a 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 à $P_d - R_l$, quando ocorre precipitação. P_d a precipitação não interceptada pelo dossel e R_l , 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,

$$E = E_{dir} + E_c + E_t \quad (3.5)$$

A evaporação direta depende do conteúdo de umidade no solo na camada superior e da taxa pela qual o solo pode difundir água para as camadas inferiores, enquanto a transpiração é afetada pelo conteúdo de umidade do solo 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:

$$E_{dir} = (1 - \sigma_f) \min \left\{ \left(- \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right]_{z_1} - k(\theta)_{z_1} \right), E_p \right\} \quad (3.6)$$

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 σ_f a fração de cobertura de vegetação verde (*green vegetation fraction*). A evaporação no dossel é calculada como mostra abaixo:

$$E_c = \sigma_f E_p \left(\frac{w_d}{s} \right)^n \quad (3.7)$$

Sendo W_d conteúdo de água interceptada pelo dossel, S a capacidade máxima do dossel, considerada aqui como 0,5 mm e $n = 0,5$ como formulados em Jacquemin e Noilhan (1990).

O armazenamento da água interceptada pelo dossel é dado por:

$$\frac{\partial w_d}{\partial t} = \sigma_f P - D - E_c \quad (3.8)$$

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

A evapotranspiração do dossel é determinada como segue:

$$E_t = \sigma_f E_p B_c \left[1 - \left(\frac{w_d}{s} \right)^n \right] \quad (3.9)$$

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

$$B_c = \frac{1 + \frac{\Delta}{R_r}}{1 + R_c C_h + \frac{\Delta}{R_r}} \quad (3.10)$$

Em que C_h é o coeficiente de troca na superfície para calor e umidade, Δ 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 Δ são fornecidos por Ek e Mahrt (1991). A resistência do dossel (R_c) é calculada seguindo a formulação de Jacquemin e Noilhan (1990):

$$R_c = \frac{R_{cmin}}{IAF.F_1F_2F_3F_4} \quad (3.11)$$

Sendo que:

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

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

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

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

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 do conteúdo de água no solo, respectivamente. Aqui, a variável R_{cmin} é a mínima resistência estomática e no *NOAH LSM*, definido por Jarvis *et al.*, 1976. O IAF é o índice de área foliar 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 ao 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 na temperatura T_a . A variável T_{ref} é igual a 298 K, de acordo com Noilhan e Planton (1989). θ_k é o conteúdo de água no solo volumétrico na camada do solo k , θ_{wlt} é o ponto de murcha, θ_{ref} é o conteúdo de água no solo de referência para o estresse de transpiração da planta, N_{root} é o número de camadas do solo que contém 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 do conteúdo de água no solo é somente integrada na zona de raízes, que alcança a terceira camada do solo no *NOAH LSM*.

3.3 Termodinâmica do modelo *NOAH LSM*

Para Fontana *et al.* (1991), o balanço de energia das superfícies vegetadas permite dimensionar as trocas de massa e energia no sistema solo-planta-atmosfera, através do estudo da participação do saldo de radiação (Rn) nos diversos processos que ocorrem na cultura. O método do balanço de energia baseia-se no princípio físico de conservação de energia, isto é, o ganho de energia no sistema é igual à perda de energia. Portanto, o balanço vertical de energia que pode ser representada como o somatório do saldo de radiação, do fluxo de calor sensível (H), do fluxo de calor latente (LE) e pelo fluxo de calor no solo (G), sendo igual a zero.

O saldo de radiação é a designação empregada para indicar a radiação disponível na superfície, onde, devem ser consideradas tanto a radiação de onda longa quanto a radiação de onda curta. A diferença entre o fluxo de energia radiante que incide sobre a superfície terrestre e o fluxo de energia por ela emitida e refletida representa a quantidade de energia disponível para os processos de reciclagem de energia: aquecimento da atmosfera, evapotranspiração, aquecimento do solo e da água.

O ar quente que se eleva a partir da superfície transfere calor para a atmosfera. Essa transferência de calor é denominada fluxo de calor sensível e corresponde em média a 7% da radiação solar incidente. Este fluxo de calor provoca a variação da temperatura do ar. A evaporação da água na superfície corresponde a uma extração do calor. Essa transferência de energia é o fluxo de calor latente que em média corresponde a 23% da radiação solar incidente. O fluxo de calor no solo é a quantidade de energia utilizada para aquecer o solo. O mesmo é função da condutividade térmica do solo, do gradiente vertical da temperatura e requer informações detalhadas das propriedades dos solos.

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 $L \uparrow = \varepsilon \sigma (T_s)^4$, sendo $L \uparrow$ a radiação terrestre ascendente (w/m^2), σ a constante de Stefan-Boltzmann (wK^4/m^2), ε a emissividade da superfície e T_s a temperatura na interface superfície-atmosfera.

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

$$R_n = (1 - \alpha)S \downarrow + L \downarrow - \varepsilon\sigma(T_s)^4 \quad (3.12)$$

Sendo α ($\frac{W/m^2}{W/m^2}$) o albedo na superfície, $S \downarrow$ a radiação solar incidente na superfície (W/m^2), $L \downarrow$ a radiação de onda longa incidente (W/m^2) e ε 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:

$$H = \rho_0 C_p C_h (T_s - T_a) \quad (3.13)$$

Com ρ_0 sendo a densidade do ar (kg/m^3), c_p o calor específico do ar (J/kgk), C_h o coeficiente de troca da superfície turbulenta, dependente da velocidade do vento no primeiro nível acima do solo (m/s) e T_a a temperatura do ar no primeiro nível acima do solo.

O fluxo de calor latente é definido como o produto do calor latente de evaporação da água $L_v = \frac{2.45 \times 10^6 J}{kg}$ pela taxa de evaporação total, ficando:

$$LE = L_v \cdot E \quad (3.14)$$

Com a taxa de evaporação total dada pela soma da evaporação direta, da transpiração e da evaporação do dossel (Eq. 3.5).

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. (3.12), enquanto o fluxo de calor do solo é controlado pela equação da difusão usual para a temperatura do solo (T):

$$C(\theta) \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.15)$$

Sendo C a capacidade térmica volumétrica $C(J/m^3k)$ e a condutividade térmica $K_t(W/mk)$ formuladas como função do conteúdo de água no solo volumétrico (θ) (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-Nichlson na forma da camada integrada da Eq. (3.15) para cada camada do solo. A forma integrada da Eq. (3.15) para a i -ésima camada do solo é:

$$\Delta z_i C_i(\theta) \frac{\partial T_i}{\partial t} = \left(K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_{i+1}} - \left(K_t(\theta) \frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z_i} \quad (3.16)$$

Com o fluxo de calor no solo sendo a parte desta equação aplicada para a primeira camada do solo:

$$G = [K_t(\theta)]_{z_1} \left(\frac{T_s - [T]_{z_1}}{0.5 \Delta z_1} \right) \quad (3.17)$$

Observação: Todas as variáveis e parâmetros descritos pelo modelo de superfície NOAH LSM, estão listados no APÊNDICE A.

CAPÍTULO 4

RESULTADOS E DISCUSSÕES

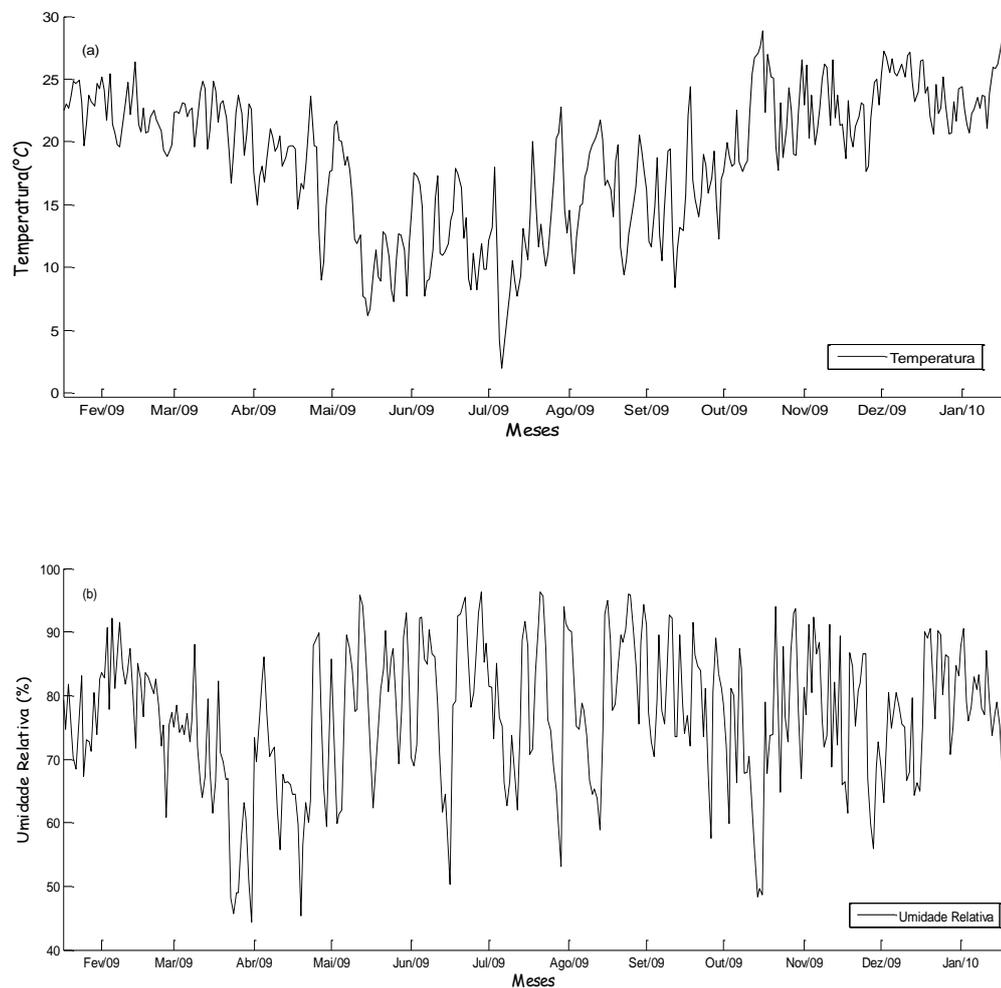
Neste capítulo serão apresentadas as condições ambientais e os principais resultados obtidos com a utilização do modelo de superfície *NOAH LSM* (Land Surface Model). Primeiramente, mostram-se as condições meteorológicas do sítio experimental de Cruz Alta. Em seguida apresenta-se os resultados das simulações do primeiro período (período 1) de estudo sem calibração. Logo após faz-se testes de sensibilidade das condições de inicialização do modelo para parâmetros de vegetação e de solo e é feita a calibração do *NOAH* para o período de dados propostos. Por fim, são indicados resultados das simulações com a calibração e a implementação das variações de albedo e índice de área foliar (*IAF*) para um período de cultura de soja (período 2).

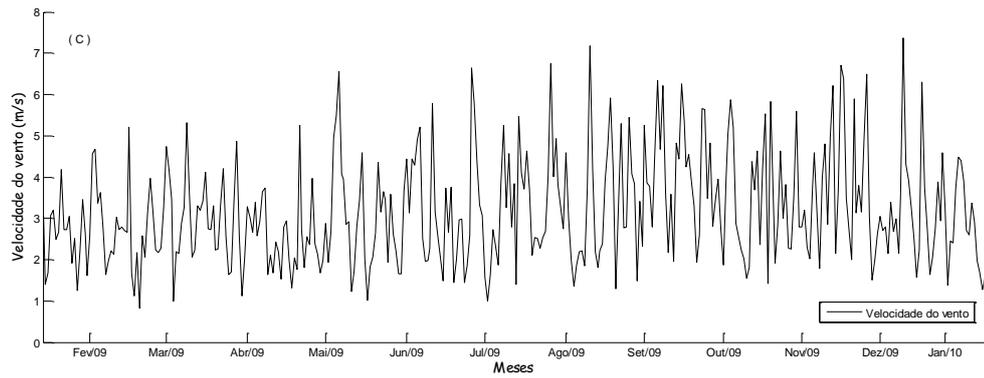
4.1 Condições ambientais do sítio experimental de Cruz Alta para o período 1

As variações dos parâmetros meteorológicos diários do sítio experimental de Cruz Alta para o período 1 (01/Fev/2009 à 31/Jan/2010) foram obtidas na estação do INMET e estão indicadas nas Figuras 4.1. Os meses mais quentes foram dezembro e janeiro com máxima de 30°C, enquanto as temperaturas menores ocorreram em junho e julho indicando para o período uma média mínima de 1,8°C (Fig. 4.1(a)). A temperatura média anual foi em torno de 18,2 °C. A umidade relativa (Fig. 4.1(b)) apresentou comportamento inverso ao da temperatura. Além disso, sua variação ficou entre 43% e 96% e a média em 75%. A velocidade do vento (Fig. 4.1(c)) variou entre 0,8 m/s e 7,3 m/s e com média de 2,6 m/s. A pressão na superfície (Fig. 4.1(d)) indicou medidas entre 956 mb e 975 mb com média de 963,2 mb. A medidas da radiação solar global (Fig. 4.1(e)) foram computadas apresentando média 737,9 W/m² atingindo um valor máximo de 1443 W/m² e mínima de 3,14 W/m². A radiação de onda longa (Fig. 4.1(f)) apresentou sua variação entre 242 W/m² e 408 W/m² e valor médio de 328 W/m² para o período completo. O índice pluviométrico ou precipitação (Fig. 4.1(g)) é estável ao longo do ano

variando a mínima em torno de 79 mm e a máxima de 127 mm por mês. O valor médio anual foi computado em 1849 mm. A temperatura do solo (Fig. 4.1(h)) é continuamente alterada devido à radiação que chega à superfície a qual produz flutuações diárias significativas. Para este período, a média da temperatura do solo ficou em 20,1°C, com valor máximo de 31,5 °C e mínima de 8,6 °C. O conteúdo de água no solo ou umidade do solo (Fig. 4.1(i)) está de acordo com a precipitação, o valor mínimo medido foi de 0,12 mm, o máximo de 0,56 mm e a média aproximada de 0,33 mm.

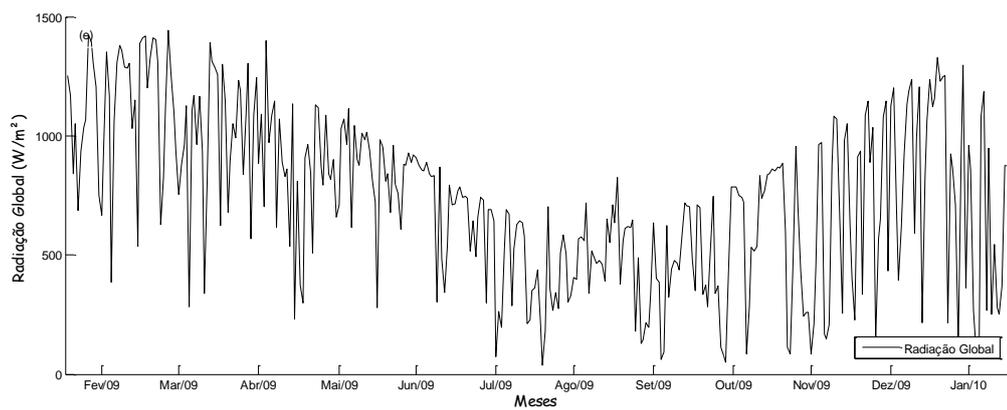
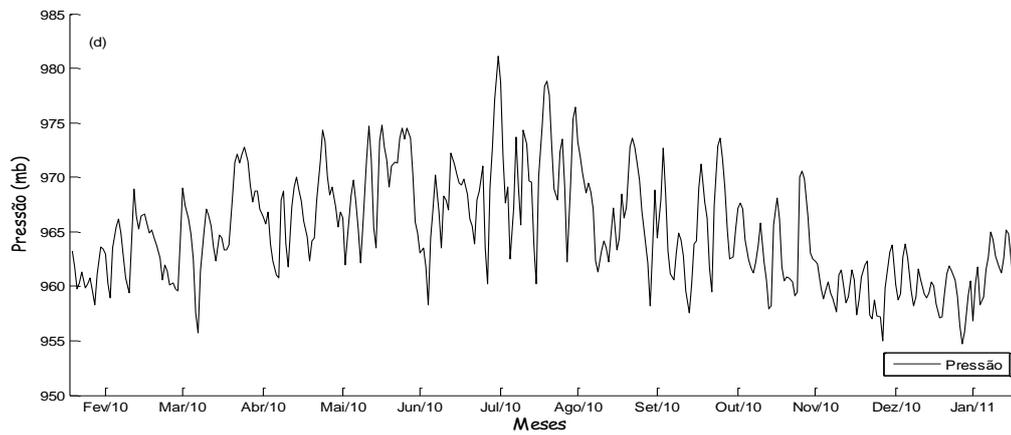
Figura 4.1 – Condições ambientais do Sítio experimental de Cruz Alta para o período 1. (a) Temperatura do ar, (b) Umidade Relativa e (c) Velocidade do vento.

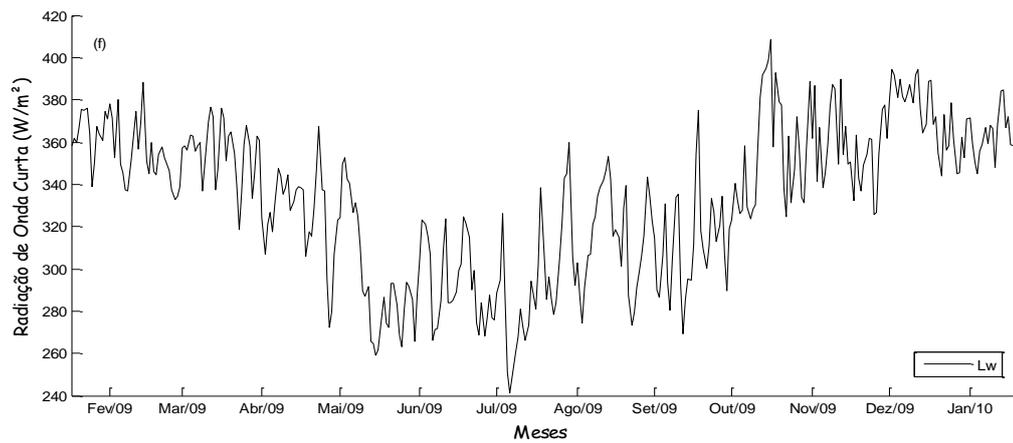




Fonte: Autora.

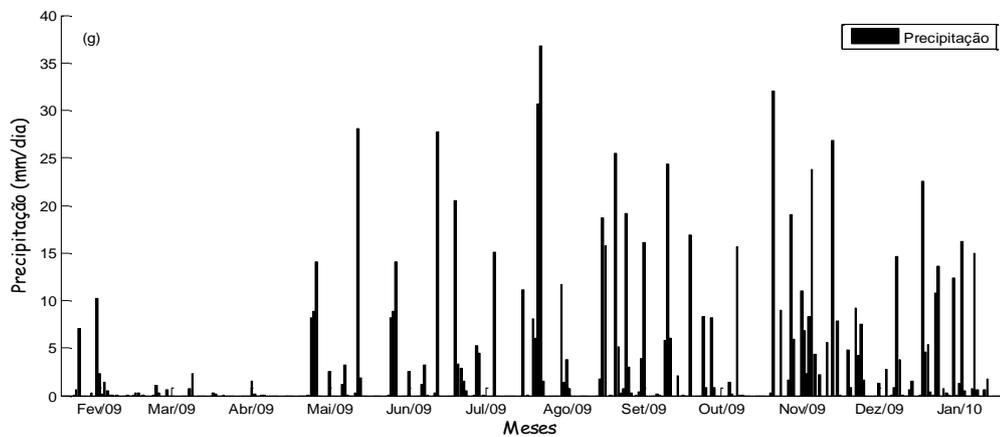
Figura 4.1 - Condições ambientais do Sítio experimental de Cruz Alta para o Ano 1. (d) Pressão, (e) Radiação global e (f) Radiação de onda longa.

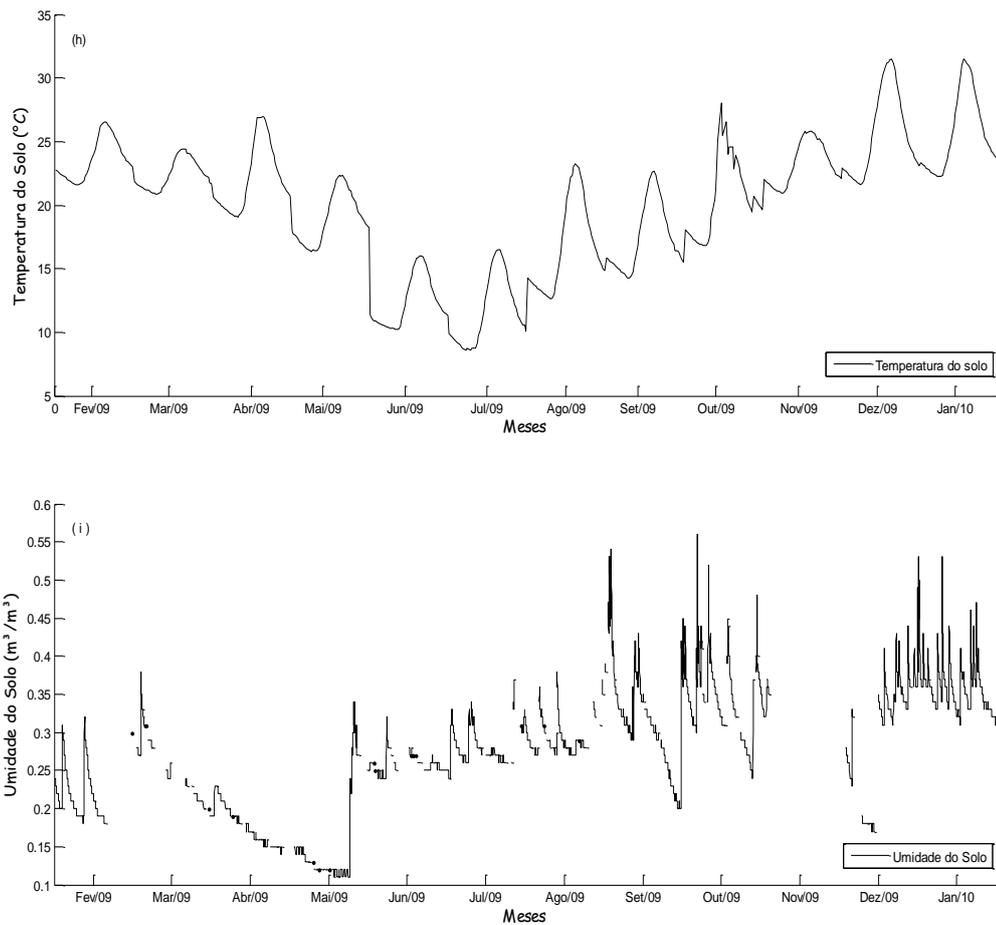




Fonte: Autora.

Figura 4.1 - Condições ambientais do Sítio experimental de Cruz Alta para o Ano 1. (g) Precipitação, (h) Temperatura do solo e (i) Umidade do solo.





Fonte: Autora.

4.2 Resultados das simulações para o período 1 sem calibração

Nas figuras abaixo, estão indicados os resultados das simulações do *NOAH LSM* sem calibração. Para estas simulações utilizou-se as forçantes atmosféricas como entrada no modelo e foram modificadas algumas configurações do arquivo *controlfile* descrito no capítulo 2.

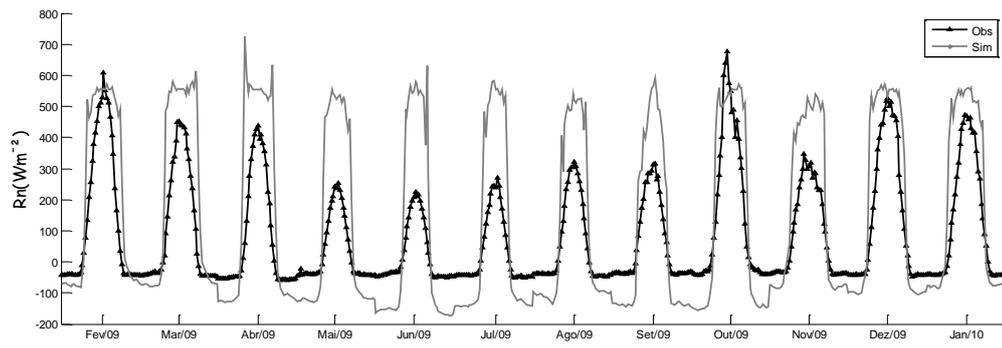


Figura 4.2 – Radiação líquida do modelo sem calibração.

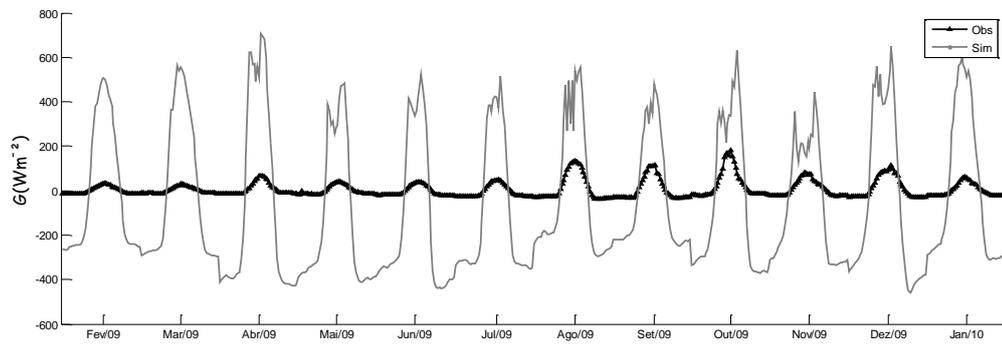


Figura 4.3 – Fluxo de calor no solo do modelo sem calibração.

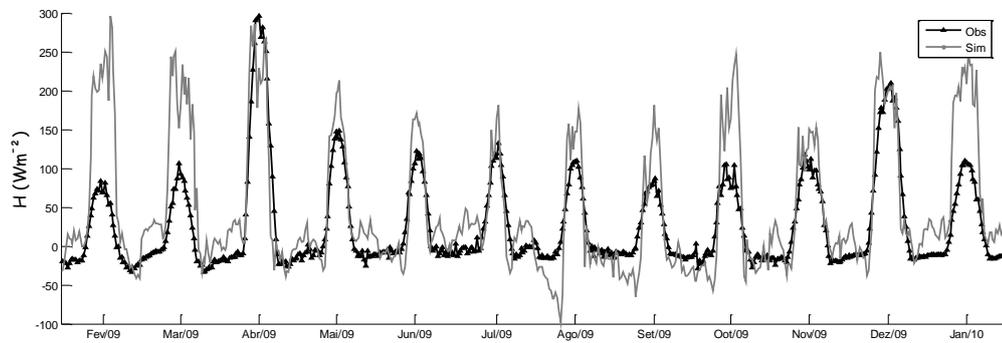


Figura 4.4 – Fluxo de calor sensível do modelo sem calibração.

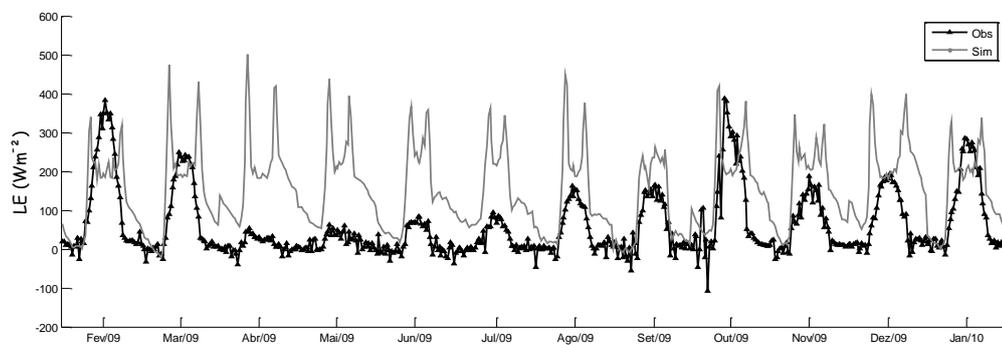


Figura 4.5 – Fluxo de calor latente do modelo sem calibração.

A radiação líquida (Figura 4.2) apresenta superestimativas nos meses de menores temperaturas e são melhor ajustados nos meses mais quentes. Essa radiação, quando calculada pelo modelo, é uma função da radiação solar incidente, da radiação de onda longa incidente, do albedo e da temperatura do ar. Todas estas são variáveis de entrada no *NOAH*. As medições que não dependem das componentes dos fluxos de energia superficiais não garantem o balanço de energia na superfície.

A figura 4.3 mostra os fluxos de calor no solo observado e estimado pelo *NOAH LSM*. Este resultado indica uma diferença muito grande entre os dados observados e estimados, com valores defasados em até 500 W/m^2 . No modelo, o cálculo deste fluxo depende de vários fatores como a condutividade térmica e temperatura do solo na interface. Observa-se na figura 4.4 que o modelo superestima o fluxo de calor sensível, principalmente nos meses mais quentes, o que pode ser devido à problemas com a estimativa da temperatura do solo calculada pelo modelo. As grandes variações deste fluxo, pode ser resultado de um maior aquecimento do solo, apresentando ajustes mais razoáveis no inverno. Para o fluxo de calor latente, indicado na figura 4.5, os resultados do modelo também superestimam os dados observados mas de forma inversa ao fluxo de calor sensível, nos meses mais frios. Pode-se atribuir essas diferenças ao cálculo desse fluxo pelo modelo, que depende da evaporação total, que é a soma das evaporações direta, evaporação do dossel e da evapotranspiração. Essas evaporações dependem de algumas quantidades e parâmetros como a fração de solo coberta pela vegetação, da difusividade da água no solo, da condutividade hidráulica, do armazenamento de água no dossel, da evaporação potencial dentre outros. A falta de ajuste dessas quantidades pode também justificar problemas nos resultados. Ainda pode-se dizer que, a superestimativa do fluxo de calor latente pode responder à necessidade de incrementar o conteúdo de água no solo nas camadas superficial e na zona das raízes (30 cm) e a ajustes de parâmetros que favoreçam a evapotranspiração. O maior aquecimento devido a menor evaporação pode produzir uma diferença no calor sensível, principalmente no verão, quando existem valores altos de radiação.

As figuras seguintes representam os diagramas de dispersão para a radiação líquida e para os fluxos de energia do modelo sem calibração.

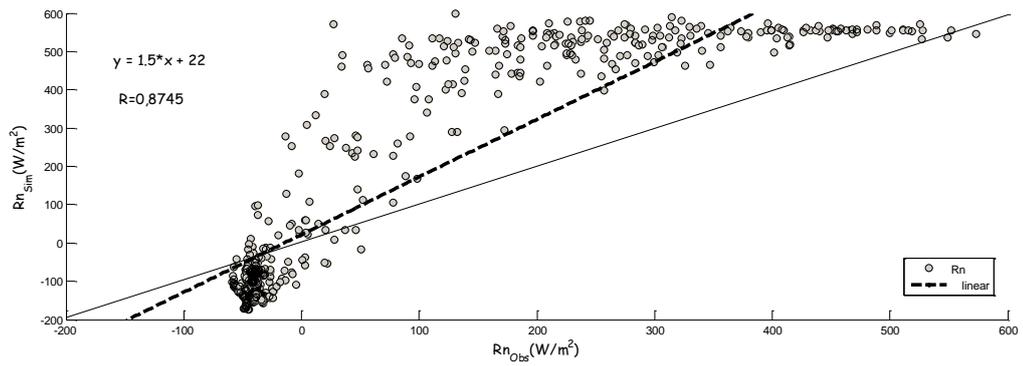


Figura 4.6 – Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada *versus* observada sem calibração.

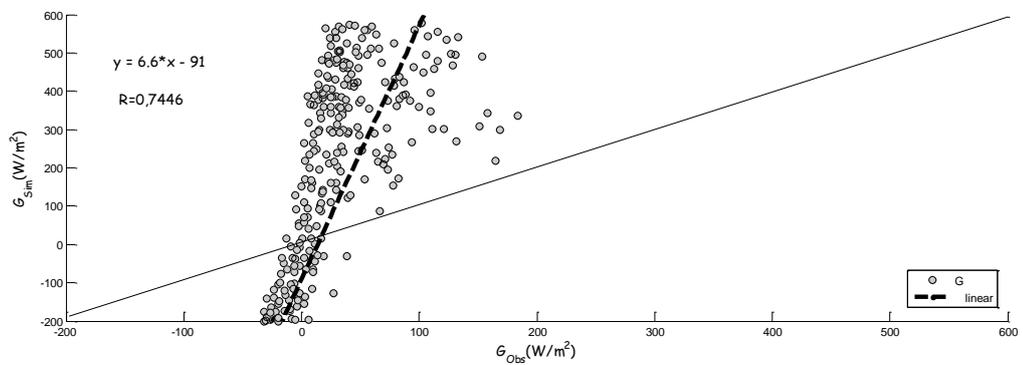


Figura 4.7 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor no solo simulado *versus* observado sem calibração.

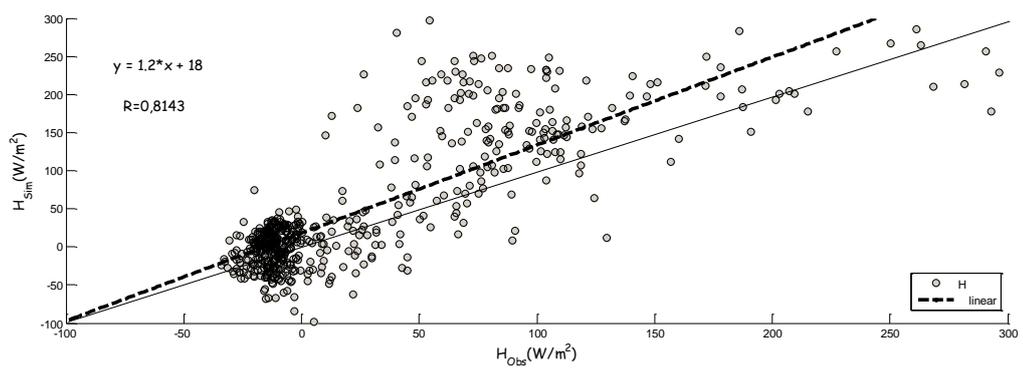


Figura 4.8 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor sensível simulado *versus* observado sem calibração

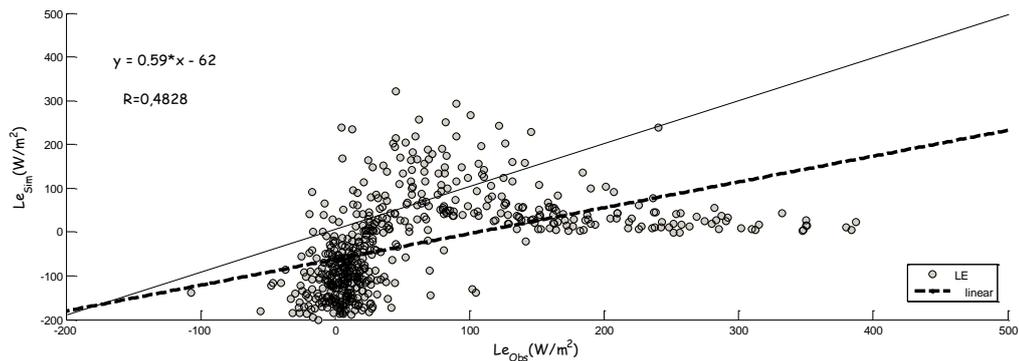


Figura 4.9 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor latente simulado *versus* observado sem calibração.

Os diagramas de dispersão representam a relação entre os dados simulados e observados. Este tipo de diagrama é utilizado para correlacionar dados. As variáveis são ditas positivamente (negativamente) correlacionadas uma vez que a medida simulada aumenta (diminui) com o aumento (diminuição) da observada. Estes gráficos permitem também fazer uma regressão linear (indicada pela linha tracejada) e determinar uma reta que mostra a relação média linear entre as variáveis. O fator de correlação R , foi calculado a partir de Hanna (1989).

A análise desses diagramas permitiu perceber que o modelo não simulou satisfatoriamente os fluxos de energia. Principalmente, o fluxo de calor no solo que apresentou $R=0,48$, indicando baixa correlação. A figura 4.10 representa a razão de Bowen que varia entre -1,0 e 2,0, assumindo valores maiores nos meses entre abril e agosto e menores nos outros meses. Nota-se ainda uma dispersão maior nos valores simulados, isso é explicado pelos problemas já mencionados anteriormente em relação às simulações dos fluxos de calor sensível e latente.

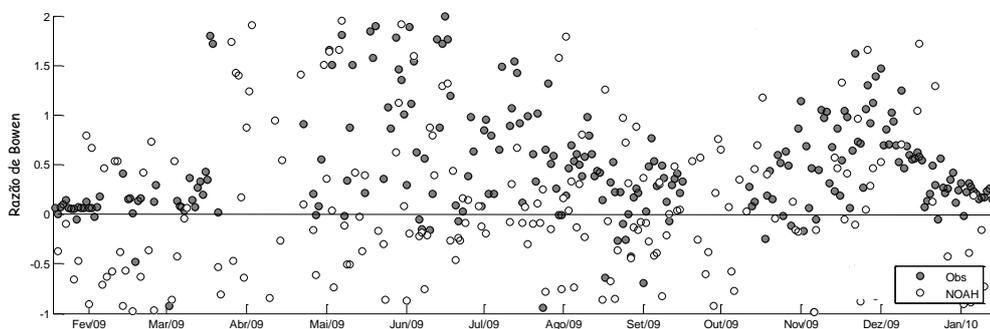


Figura 4.10 – Razão de Bowen, comparação entre dados observados e simulados sem calibração.

Na figura 4.11 nota-se que a evapotranspiração observada e simulada. Como no seu cálculo utiliza-se o fluxo de calor latente, e este por sua vez apresenta problemas na simulação, a evapotranspiração também não apresenta bons resultados. Pode-se ainda considerar fatores

que podem interferir no valor da evapotranspiração tais como: altura da planta, densidade e estrutura das folhas, forma, abertura dos estômatos, etc. Abaixo, segue a tabela dos valores médios da evapotranspiração observada e simulada, para cada fase do período 1.

Tabela 4.1 – Evapotranspiração média para o período 1 antes da calibração.

<i>Evt(mm/dia)</i>	<i>Soja 1</i>	<i>Pousio 1</i>	<i>Aveia</i>	<i>Pousio 2</i>	<i>Soja 2</i>
<i>Evt Obs</i>	2,4	0,5	1,2	1,5	2,5
<i>Evt NOAH</i>	1,0	1,8	1,4	1,0	0,8

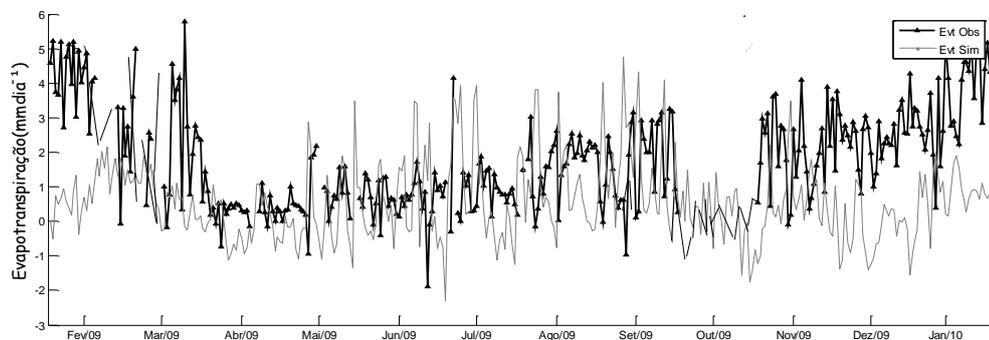


Figura 4.11 – Evapotranspiração, comparação entre dados observados e simulados sem calibração.

Pode-se notar então que para os meses mais quentes e/ou períodos de soja (1 e 2) o modelo subestima os valores observados da evapotranspiração.

4.3 Testes de sensibilidade às condições de inicialização

Nesta seção serão apresentados alguns testes de sensibilidade do modelo para algumas condições de inicialização. Primeiramente, fez-se uma comparação da temperatura do ar (T_{ar}) observada com a temperatura *skin* (ou temperatura na interface) (T_s) simulada pelo modelo para analisar as oscilações diárias da temperatura e avaliar o comportamento térmico do *NOAH LSM*. Fez-se ainda uma variação nos dados de umidade do solo (para duas camadas), uma vez que o modelo apresentou problemas nas simulações das variáveis de solo.

Tabela 4.2 - Condições de inicialização das variáveis aplicadas para o modelo.

	<i>Cond.1</i>	<i>Cond.2</i>	<i>Cond.3</i>	<i>Cond.4</i>	<i>Cond.5</i>
$T_{ar} (k)$	296,0	306,0	286,0	296,0	296,0
$T_s (k)$	297,7	307,7	287,7	297,7	297,7
$W_1 (m^3/m^3)$	0,240	0,240	0,240	0,340	0,140
$W_2 (m^3/m^3)$	0,280	0,280	0,280	0,380	0,180

Na tabela 4.2, a condição 1 é a configuração do modelo obtida pelos dados observados no sítio experimental para inicializar o modelo. Baseando-se nessa configuração foram feitos os testes de sensibilidade da inicialização para a temperatura (Cond. 2 e 3) e umidade do solo (cond. 4 e 5). A figura 4.12 indica: T_{ar} (temperatura do ar observada), T_s (temperatura *skin* simulada), e a figura 4.13 mostra W_1 (umidade média do solo observada a 5,0 cm) e W_2 (umidade média do solo simulada na zona das raízes a 30 cm).

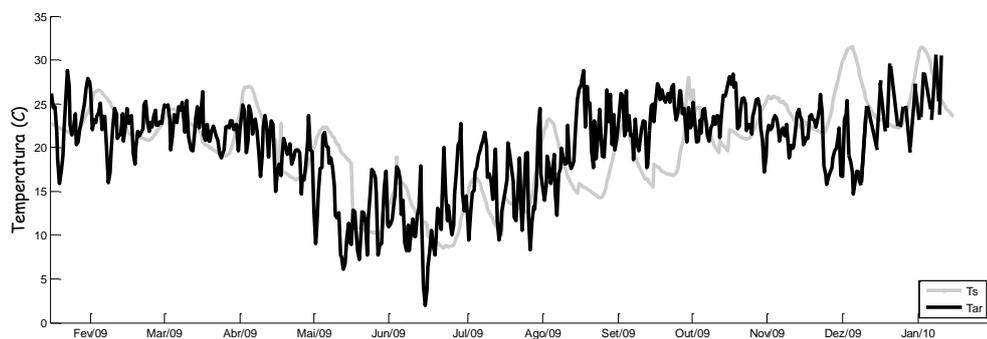


Figura 4.12 – Comparação entre temperatura do ar na superfície observada e temperatura da interface simulada.

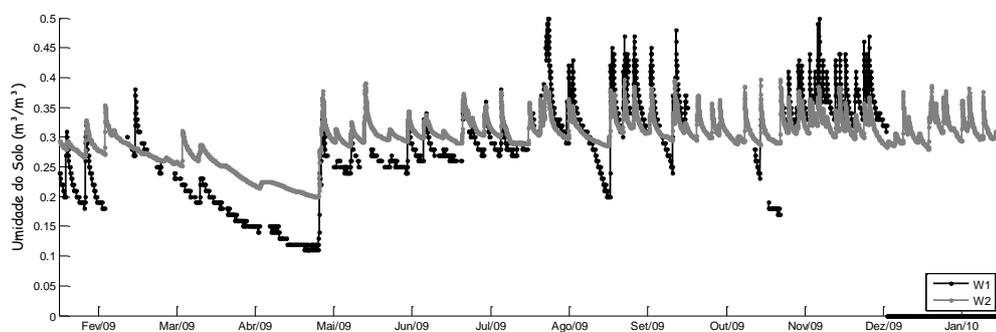


Figura 4.13 – Comparação da umidade do solo na primeira camada observada e simulada.

Baseando-se na condição 1, foram feitas variações para mais e para menos na temperatura (Cond.2 e Cond.3, respectivamente), e na umidade do solo (Cond.4 e Cond.5, respectivamente). A partir dos testes de sensibilidade do modelo variando as inicializações das temperaturas para mais e para menos, as variações na previsão da radiação líquida (Figura 4.14) e dos fluxos de calor (Figuras 4.15, 4.16 e 4.17) não são muito elevados. O que mais variou foi o fluxo de calor no solo.

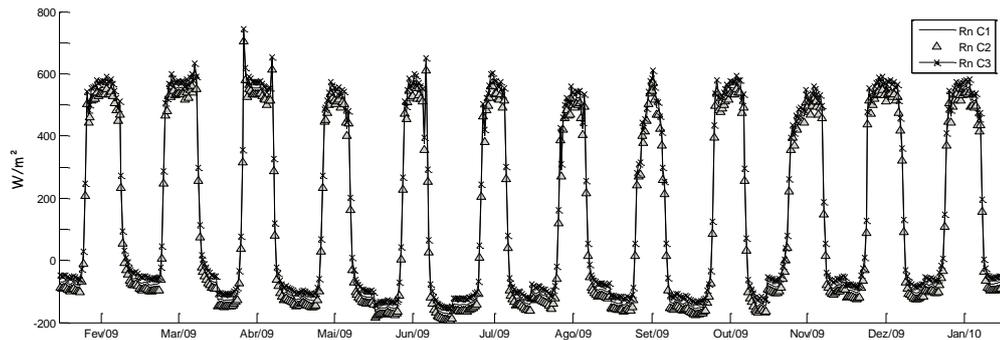


Figura 4.14 - Radiação líquida do modelo para as condições de inicialização da temperatura.

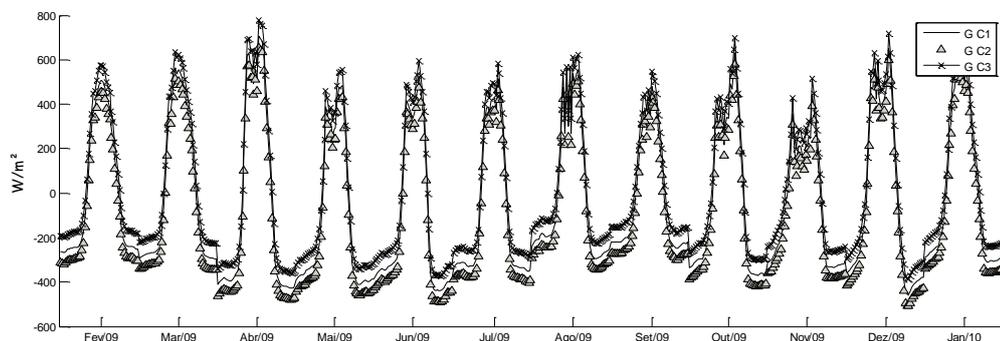


Figura 4.15 - Fluxo de calor no solo do modelo para as condições de inicialização da temperatura.

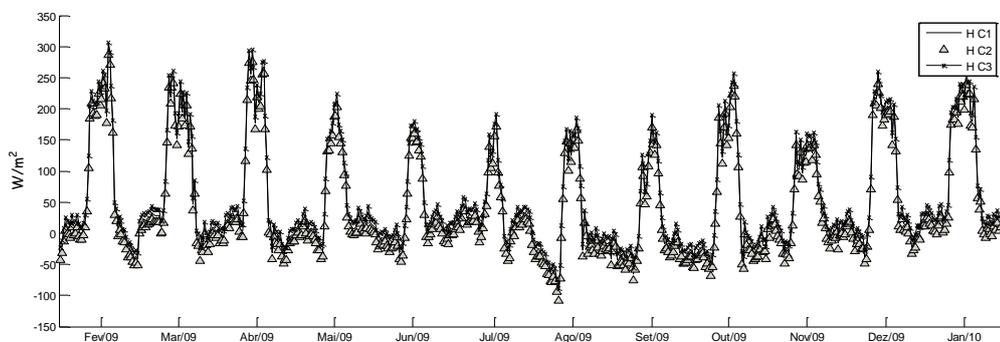


Figura 4.16 - Fluxo de calor sensível do modelo para as condições de inicialização da temperatura.

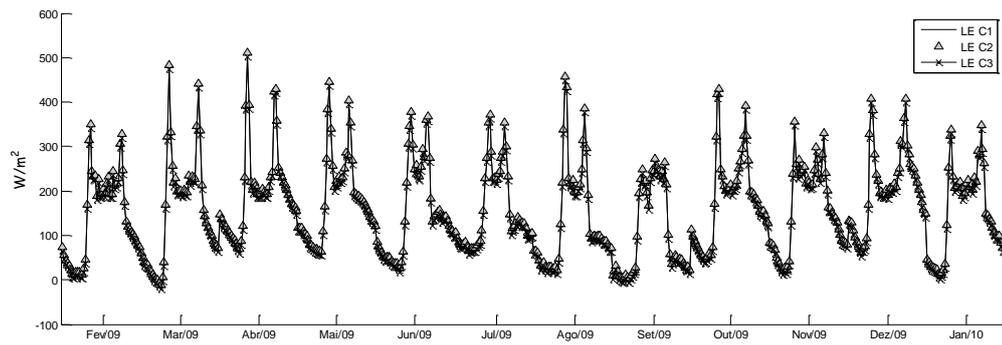


Figura 4.17 - Fluxo de calor latente do modelo para as condições de inicialização da temperatura.

A temperatura do solo na interface figura 4.18 também não apresentou variações significativas. Isto pode ser explicado pelo fato de que os forçantes do modelo serem os mesmos aplicadas em ambas as condições, forçando o *NOAH* a uma solução semelhante. Para as umidades do solo, figuras 4.19 e 4.20, as diferenças mais expressivas são na temperatura da interface variando para mais na condição 3, em que a temperatura diminuiu.

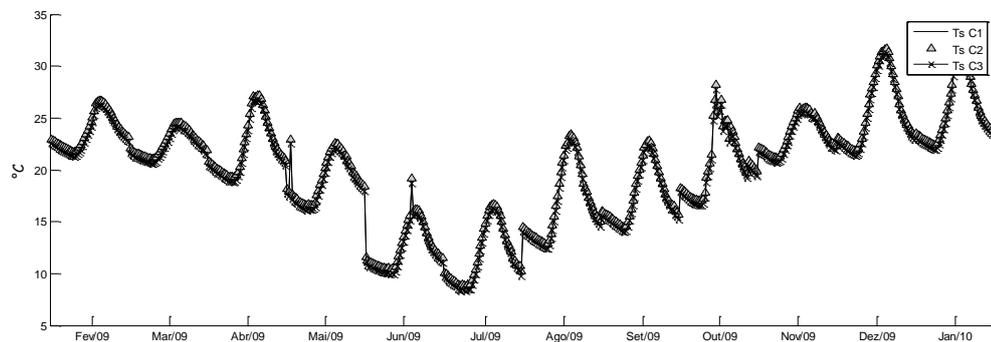


Figura 4.18 - Temperatura na interface do modelo para as condições de inicialização da temperatura.

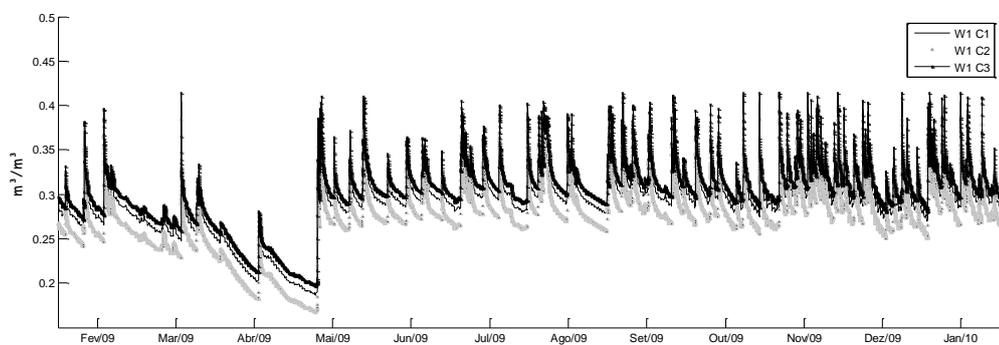


Figura 4.19 - Umidade do solo do modelo na profundidade de 5 cm para as condições de inicialização da temperatura.

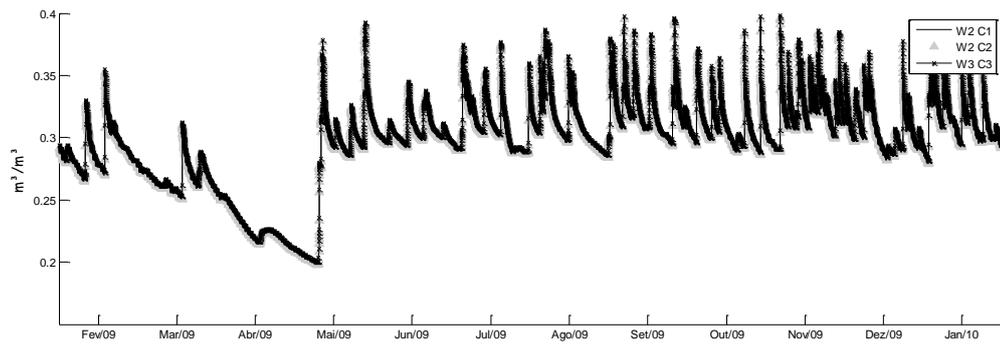


Figura 4.20 - Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da temperatura na profundidade de 30 cm.

Para os testes de sensibilidade do modelo variando as inicializações de umidade para mais na condição 4 e para menos na condição 5, os impactos nas previsões dos fluxos não foram elevados, com exceção do fluxo de calor no solo que indica uma variação para menos na condição 5 onde os valores da umidade de inicialização são diminuídos. Isto mostra que a umidade do solo opera grande influência no balanço de energia.

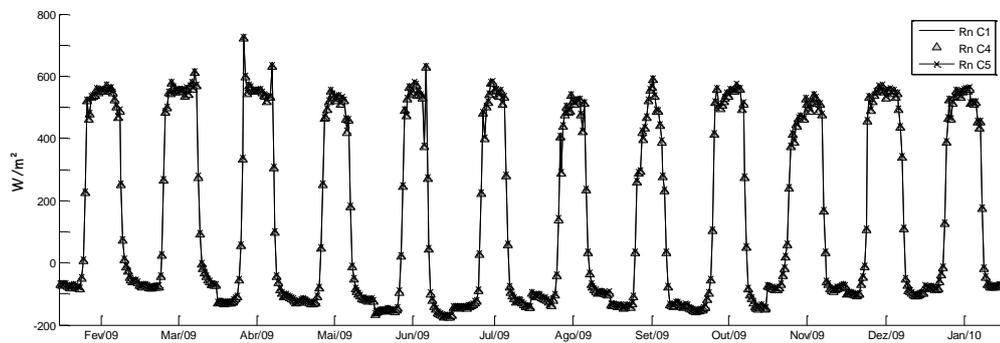


Figura 4.21 - Radiação líquida do modelo para as condições de inicialização da umidade.

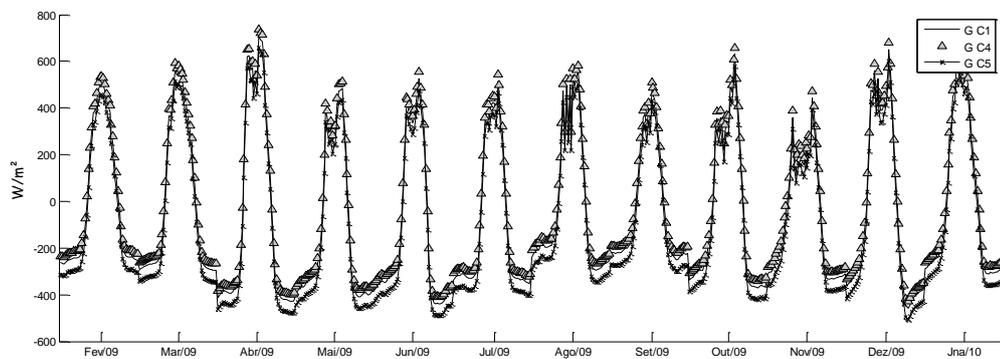


Figura 4.22 - Fluxo de calor no solo do modelo para as condições de inicialização da umidade.

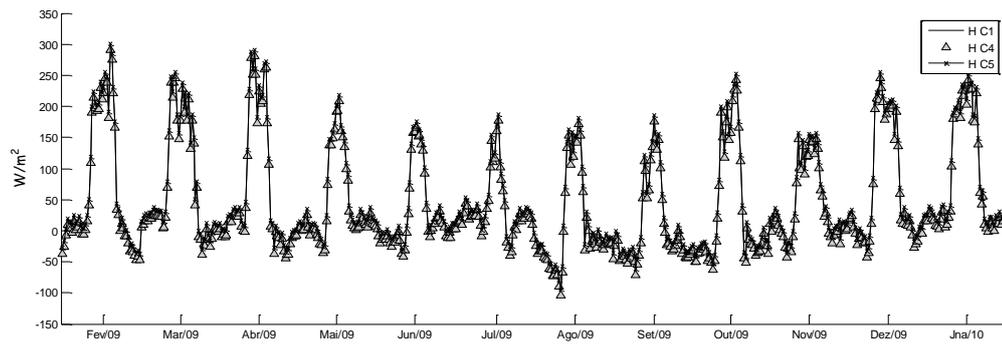


Figura 4.23 - Fluxo de calor sensível do modelo para as condições de inicialização da umidade.

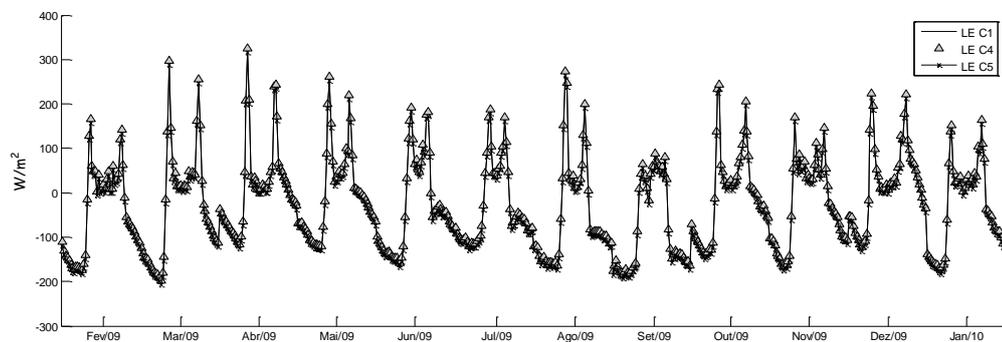


Figura 4.24 - Fluxo de calor latente do modelo para as condições de inicialização da umidade.

Para a temperatura de interface do solo figura 4.25 os desvios não são muito visíveis. Já para as umidades do solo, nas duas camadas avaliadas, os desvios são consideráveis (Figuras 4.26 e 4.27). Pode-se notar uma influência significativa da umidade do solo na evapotranspiração através das variações observadas na figura 4.24 pois, mesmo com uma inicialização de valor mais baixo de umidade (Cond.5), a umidade do solo, ainda que subestimada, é suficiente para fornecer água para o processo de evapotranspiração.

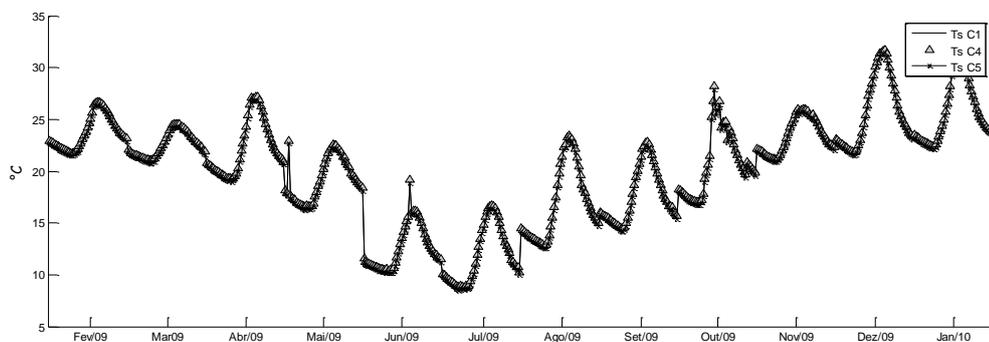


Figura 4.25 - Temperatura na interface do modelo para as condições de inicialização da umidade.

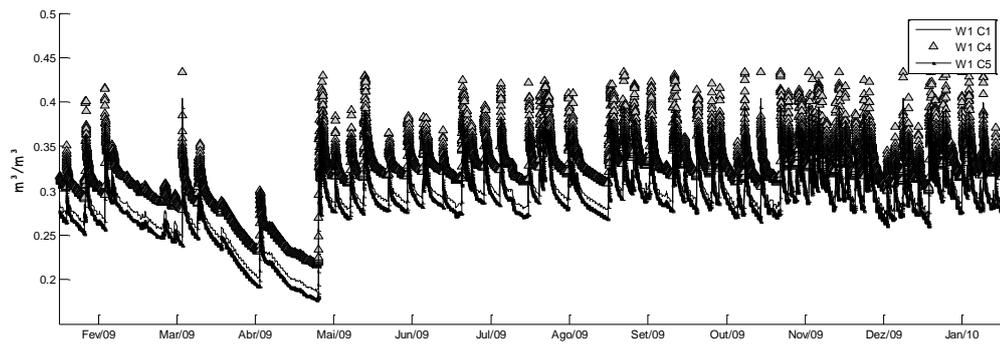


Figura 4.26 - Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da umidade na profundidade de 5 cm.

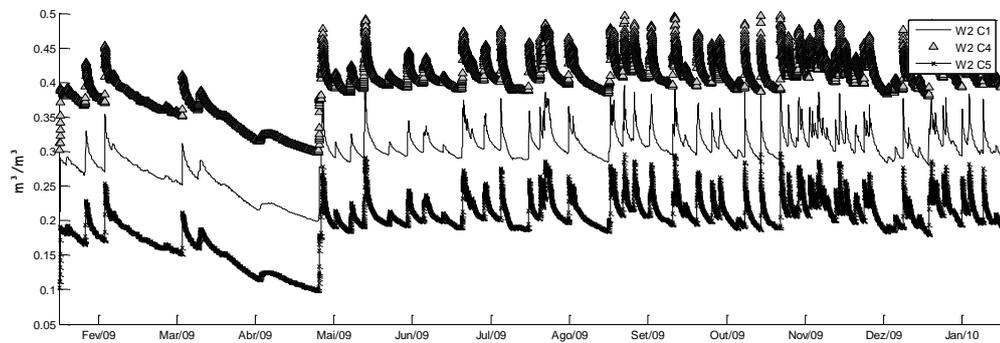


Figura 4.27 - Umidade do solo do modelo para as condições de inicialização da umidade na profundidade de 30 cm.

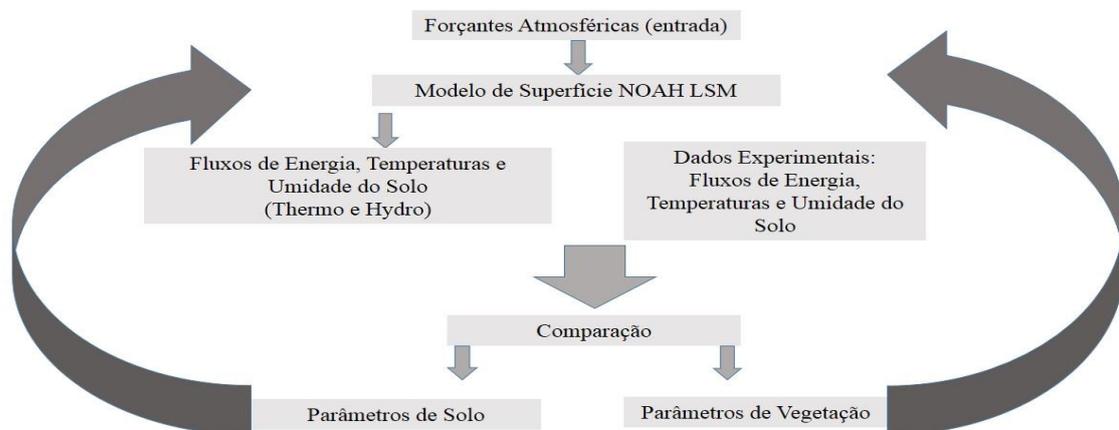
Pode-se concluir a partir destes testes de sensibilidade que os impactos das previsões às condições iniciais podem ser consideráveis para os dois casos. Percebe-se que as variações de umidade do solo geram maior impacto no modelo do que as variações de inicialização de temperatura. A aplicação de uma boa condição inicial é fator essencial para o bom desempenho do modelo. Assim, existe a necessidade de uma correta inicialização das umidades do solo para o melhor desempenho do modelo *NOAH*.

4.4 Calibração do Modelo *NOAH LSM*

Para que se consiga fazer uma leitura adequada do modelo em questão precisa-se calibrá-lo. A calibração se refere ao processo de ajuste dos parâmetros deste modelo para que ele seja capaz de representar a área em estudo e seus processos físicos adequadamente, coerente com a realidade observada. Nestes casos, em geral, necessita-se de um conjunto de dados medidos, correlacionando os eventos ocorridos. A partir dos ajustes que levam a reprodução de

um evento ou período, o modelo passa a ser testado para outros eventos ou períodos de dados e seu comportamento avaliado. Esta avaliação tem a finalidade de verificar a adequação dos ajustes para às situações diversas daquelas para as quais os parâmetros foram definidos – e chamada de validação. Aqui será apresentada uma calibração para o modelo de superfície *NOAH* para a região de interface superfície-atmosfera através dos parâmetros de vegetação e parâmetros de solo. O método de calibração consistiu em fazer algumas simulações variando-se os parâmetros de solo e vegetação, ou ambos, de acordo com as deficiências do modelo. Assim, os testes foram realizados até que se conseguisse uma previsão mais otimizada para o período estudado. A figura 4.28 mostra um esquema do método utilizado para a calibração do *NOAH*. A análise inicial das condições locais do sítio experimental foi de suma importância para a calibração, pois ela possibilitou estabelecer parâmetros prévios que correspondem a valores próximos dos parâmetros calibrados.

Figura 4.28 – Esquema do método de calibração para o modelo *NOAH*.



Fonte: Autora.

Para realizar e implementar o ciclo de calibração testou-se a sensibilidade do *NOAH* para os parâmetros de vegetação e de solo descritos na sequência.

4.4.1 Testes de sensibilidade aos parâmetros de vegetação

O objetivo desta seção é testar a sensibilidade do modelo aos parâmetros de vegetação e verificar as respostas frente às diferentes condições. Os parâmetros testados foram Z_0

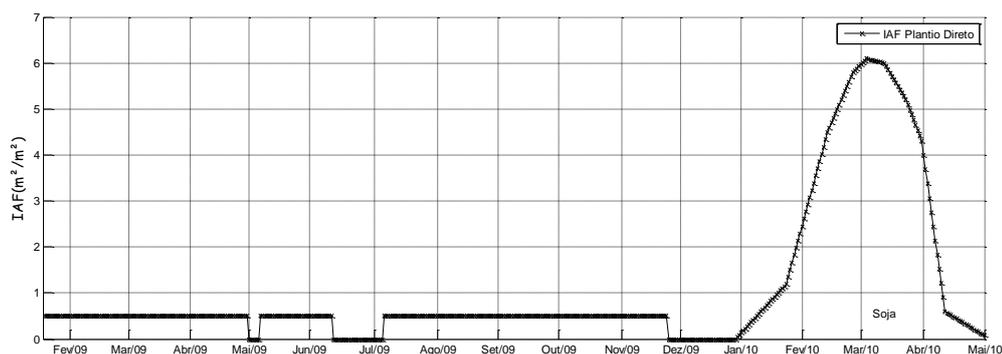
(rugosidade da superfície), Z_{oH} (coeficiente de rugosidade para o transporte de calor), VEG (fração de solo coberto por vegetação) e o IAF (índice de área foliar), indicados na tabela 4.3.

Tabela 4.3 – Condições de inicialização dos parâmetros de vegetação aplicados ao modelo *NOAH*.

	<i>Cond.1</i>	<i>Cond.2</i>	<i>Cond.3</i>	<i>Cond.4</i>	<i>Cond.5</i>
$Z_o(m)$	0,035	0,035	0,035	0,035	0,35
$Z_{oH}(m)$	0,0035	0,0035	0,0035	0,0035	0,035
VEG	0,5	0,99	0,05	0,5	0,5
IAF	0,5	0,5	0,5	5,0	0,5

Para estes testes, em todos os casos, a inicialização das suas variáveis de solo são as apresentadas na tabela 4.2 na condição 1. Para a tabela 4.3 a condição 1 representa a condição de parametrização de vegetação que apresentou os melhores resultados para o período estudado. Valores para o IAF foram baseados em dados experimentais e os parâmetros de rugosidade de acordo com o manual do modelo *NOAH* (pág.20), para cada tipo de ecossistema. Z_{oH} é uma constante de integração do perfil vertical do vento dividido pela altura do sensor de vento, neste caso 10m. O parâmetro VEG que representa a fração de solo coberta por vegetação pode variar entre 0,05 e 0,99, próximo de 0,05 quando o solo está nu e 0,99 quando o solo está totalmente coberto por vegetação. Para os testes usou-se os valores indicados na tabela 4.3. Para o IAF os valores testados foram escolhidos de acordo com os dados experimentais para o período total de estudo e está indicado na figura 4.29. Em períodos onde não houveram medidas, o gráfico apresenta um valor diferente de zero por se tratar de sistema de plantio direto. Foram feitas variações para o parâmetro VEG nas condições 2 e 3 (para mais e para menos, respectivamente). Para o IAF uma variação para mais na condição 4 e as variações dos parâmetros de rugosidade para mais na condição 5.

Figura 4.29 – Índice de área foliar experimental para o período total de estudo.



Para os testes de sensibilidade variando os parâmetros de vegetação os fluxos que apresentaram maiores variações foram o de calor sensível (Figura 4.32) e o latente (Figura 4.33), para mais na condição 2 (*IAF* baixo e *VEG* alto) e para menos na condição 3 (*IAF* e *VEG* baixos).

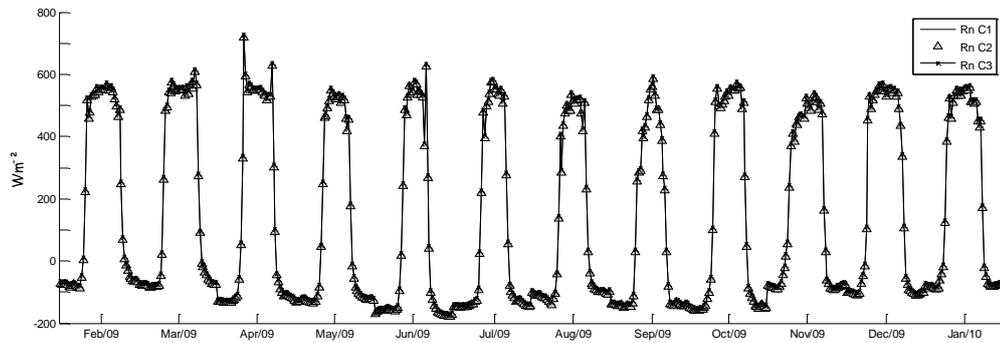


Figura 4.30 - Radiação líquida do modelo para o parâmetro *VEG*.

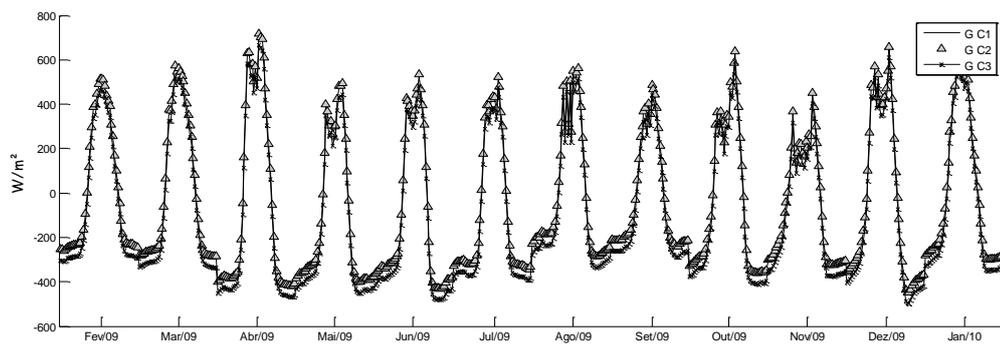


Figura 4.31 - Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro *VEG*.

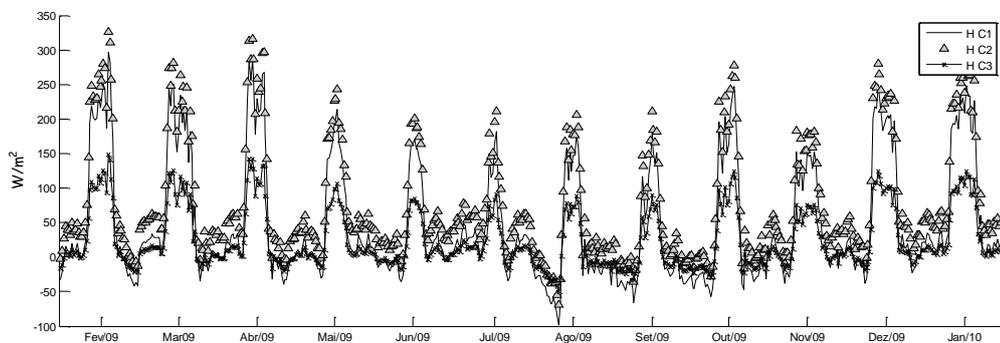


Figura 4.32 - Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro *VEG*.

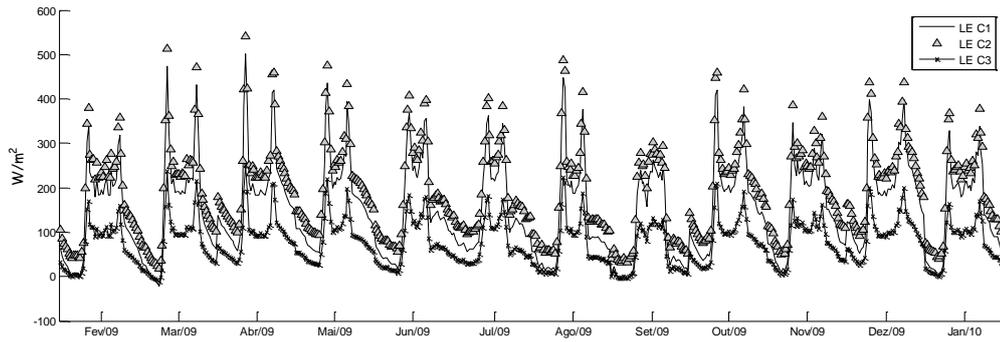


Figura 4.33 - Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro *VEG*.

A temperatura na interface (Figura 4.34) e a umidade do solo (Figura 4.35 e 4.36) nas camadas avaliadas também sofreram variações aos serem testados. A temperatura na interface variou para mais na condição 2 (*VEG* alto e *IAF* baixo), enquanto que a umidade do solo variou para menos nas condição 3 (*VEG* e *IAF* baixos).

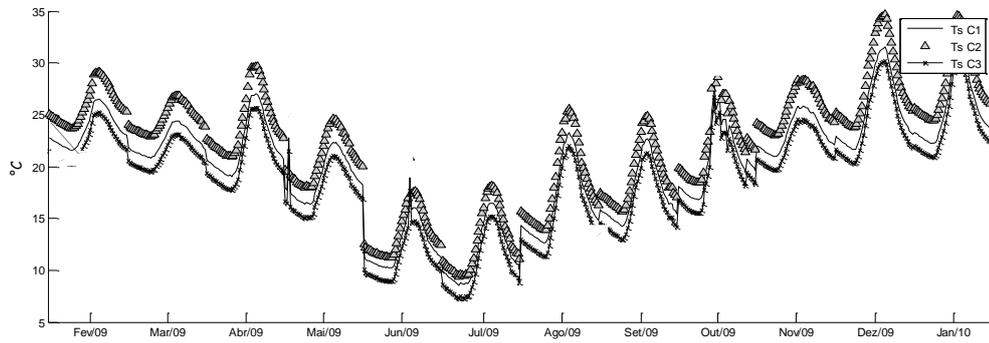


Figura 4.34 - Temperatura na interface do modelo para o parâmetro *VEG*.

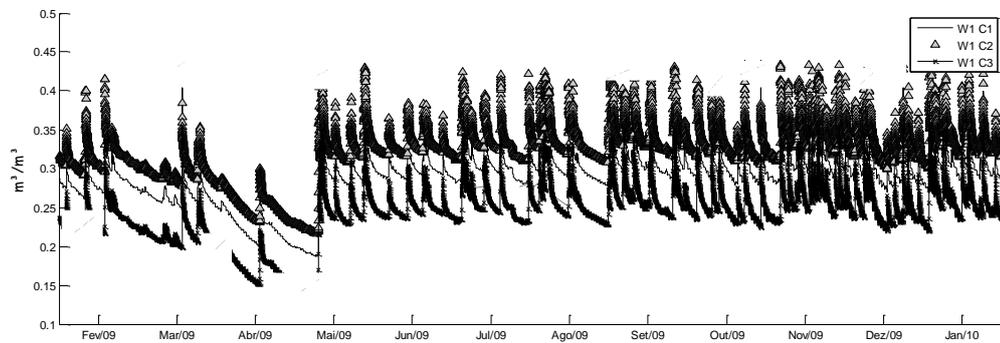


Figura 4.35 - Umidade no solo do modelo para o parâmetro *VEG* na profundidade de 5 cm.

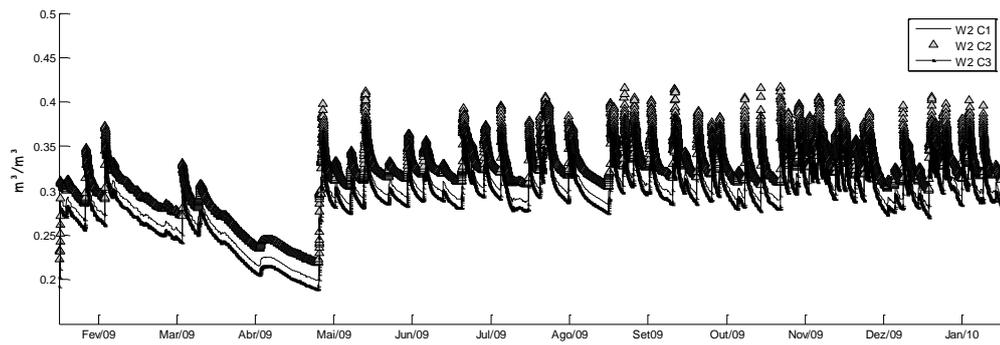


Figura 4.36 - Umidade no solo do modelo para o parâmetro *VEG* na profundidade de 30 cm.

Para os testes variando o parâmetro *IAF* para mais na condição 4 e variando as rugosidades na condição 5, nota-se que o impacto na previsão dos fluxos de calor sensível (Figura 4.39) e latente (Figura 4.40) são os que apresentaram maiores variações. Sendo que, com o aumento do *IAF* na condição 4 esses fluxos cresceram.

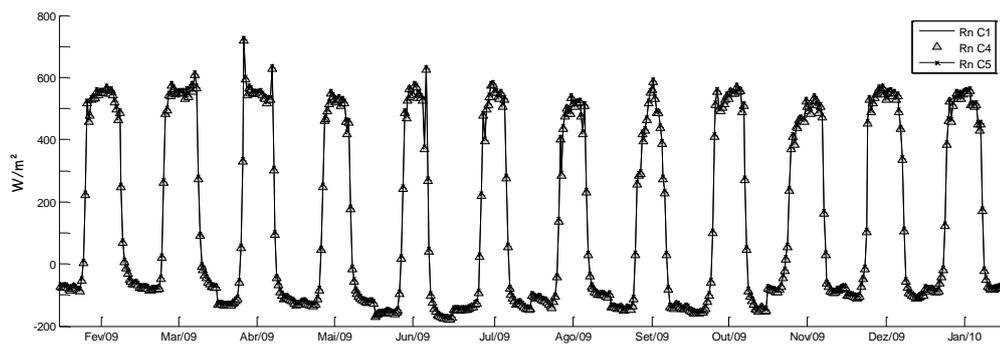


Figura 4.37 - Radiação líquida do modelo para o parâmetro *IAF* e rugosidades.

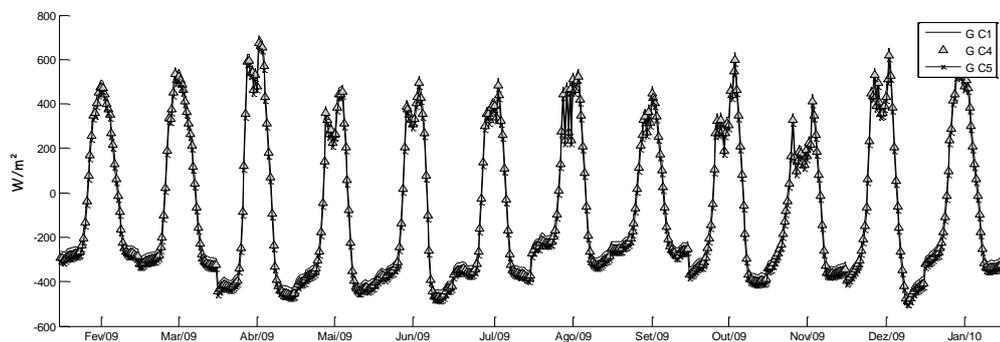


Figura 4.38 - Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro *IAF* e rugosidades.

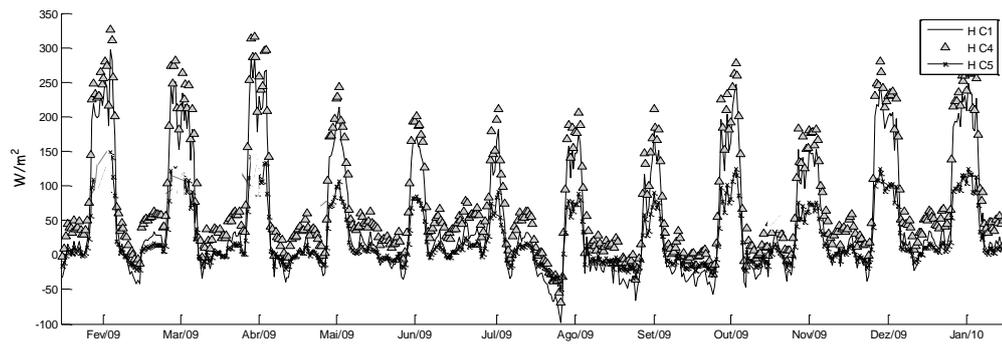


Figura 4.39 - Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro *IAF* e rugosidades.

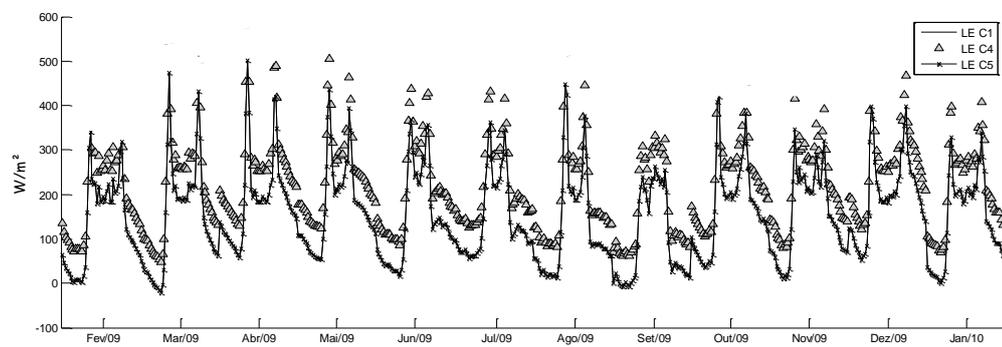


Figura 4.40 - Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro *IAF* e rugosidades.

Para a temperatura da interface na figura 4.41, observa-se uma variação para menos na condição 4 e 5, ou seja, a temperatura diminui com o aumento e diminuição do *IAF*, respectivamente. Já para as umidades do solo nas figuras 4.42 e 4.43 existem consideráveis variações. Para a umidade na primeira camada de solo, quando o *IAF* é alto (condição 4) a umidade aumenta e quando o *IAF* é baixo (condição 5) a umidade diminui. E para a umidade no nível mais profundo (zona das raízes) quando o *IAF* é alto a umidade diminui e quando o *IAF* é baixo a variação é bem pequena.

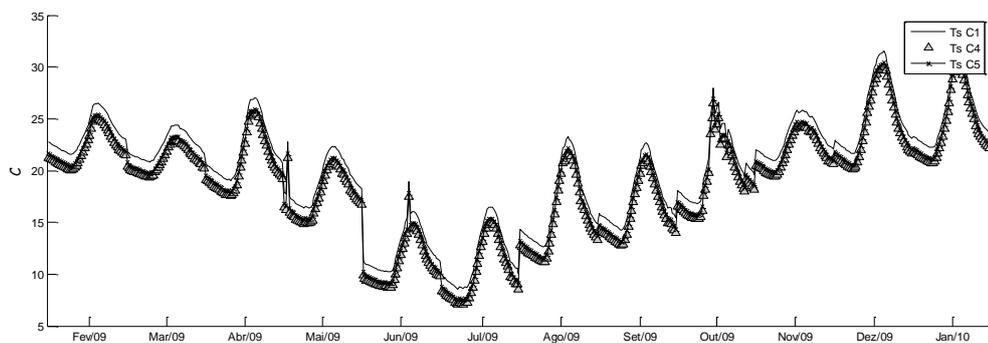


Figura 4.41 - Temperatura na interface do modelo para o parâmetro de *IAF* e rugosidades.

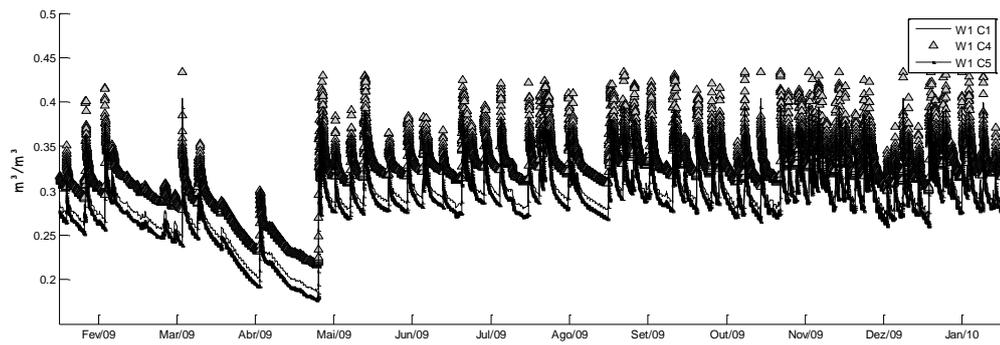


Figura 4.42 - Umidade do solo do modelo para o parâmetro de *IAF* e rugosidades na profundidade de 5 cm.

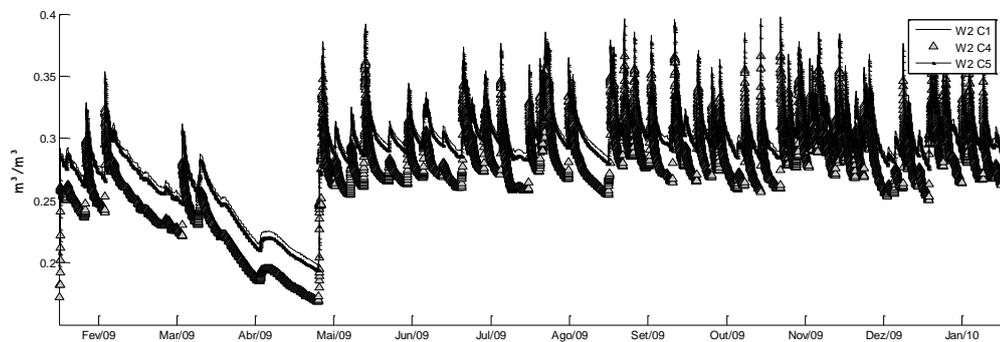


Figura 4.43 - Umidade do solo do modelo para o parâmetro de *IAF* e rugosidades na profundidade de 30 cm.

Fica evidente nestes testes que é necessário um máximo de informações possíveis acerca do manejo do solo, da evolução e da sazonalidade da cultura, dentre outros fatores que são fundamentais para um correto ajuste dos parâmetros.

4.4.2 Testes de sensibilidade aos parâmetros de solo

Nesta seção são apresentados os resultados dos testes de sensibilidade do modelo frente às variações dos parâmetros de solo. Os parâmetros avaliados são: a umidade de saturação do solo (W_s), a umidade de capacidade de campo (W_c), a umidade do ponto de murchamento (W_m) e o coeficiente térmico de saturação para o solo (C_{ss}). Estes coeficientes para o solo do tipo argiloso-arenoso foram escolhidos de acordo com a tabela de Noilan e Planton (1989).

Tabela 4.4 – Condições de inicialização para os parâmetros de solo aplicadas ao modelo.

	<i>Cond.1</i>	<i>Cond.2</i>	<i>Cond.3</i>	<i>Cond.4</i>	<i>Cond.5</i>
<i>Ws (m³/m³)</i>	0,426	0,526	0,326	0,426	0,426
<i>Wc (m³/m³)</i>	0,310	0,410	0,210	0,310	0,310
<i>Wm(m³/m³)</i>	0,219	0,319	0,119	0,219	0,219
<i>Css (Km²/J)</i>	0,000003058	0,000003058	0,000003058	0,00003058	0,0000003058

Todos os casos testados tiveram a inicialização de suas variáveis de solo da condição 1 apresentada na tabela 4.2. Na tabela 4.4 a condição 1 representa a condição de parametrização de solo que melhor representa os processos de distribuição de água e energia no solo. Para os testes fez-se quatro variações, duas para os parâmetros de umidade (*Ws*, *Wc* e *Wm*) aumentando $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ na condição 2 e diminuindo $0,1 \text{ m}^3/\text{m}^3$ na condição 3. Para o parâmetro *Css* aumentou-se em 10 vezes na condição 4 e diminuiu-se em 10 vezes a condição 5. Para a condição 2 (aumento nos parâmetros de umidade do solo) e condição 3 (diminuição dos parâmetros de umidade do solo) não houveram diferenças significativas nas previsões dos fluxos de calor sensível e latente (Figuras 4.46 e 4.47, respectivamente) e na radiação líquida (Figura 4.44). Já para o fluxo de calor no solo (Figura 4.45) existe uma pequena variação para mais na condição 2 (aumento dos valores de umidade). Assim, pode-se notar que os parâmetros de umidade interferem no fluxo de calor no solo, mas não modificam a temperatura na interface (Figura 4.48).

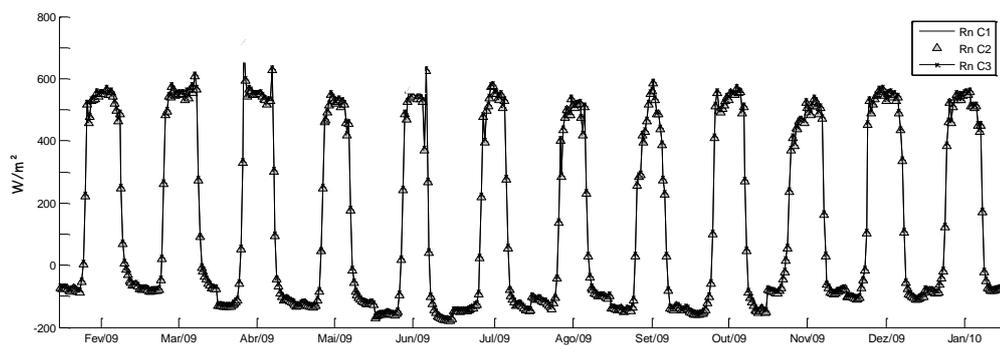


Figura 4.44 - Radiação líquida do modelo para os parâmetros de solo.

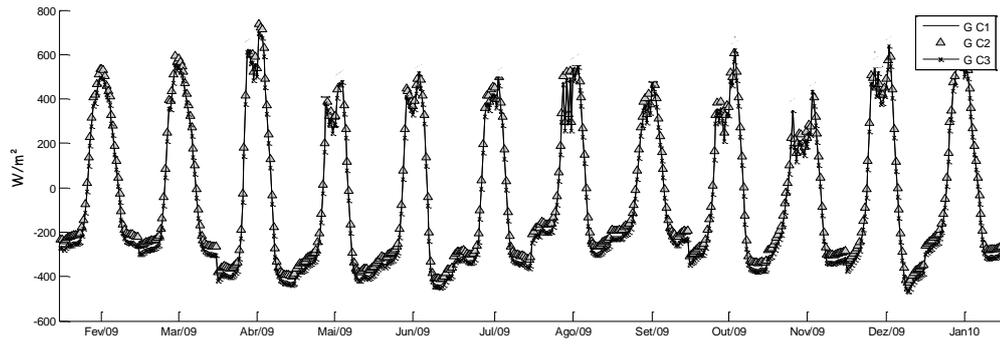


Figura 4.45 - Fluxo de calor no solo do modelo para os parâmetros de solo.

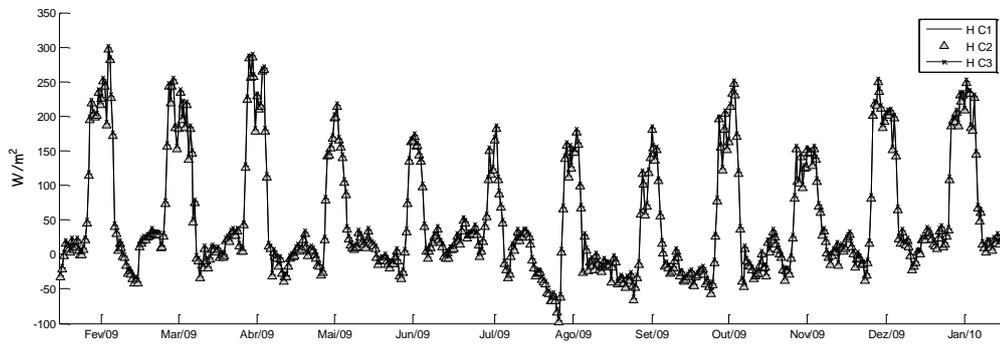


Figura 4.46 - Fluxo de calor sensível do modelo para os parâmetros de solo.

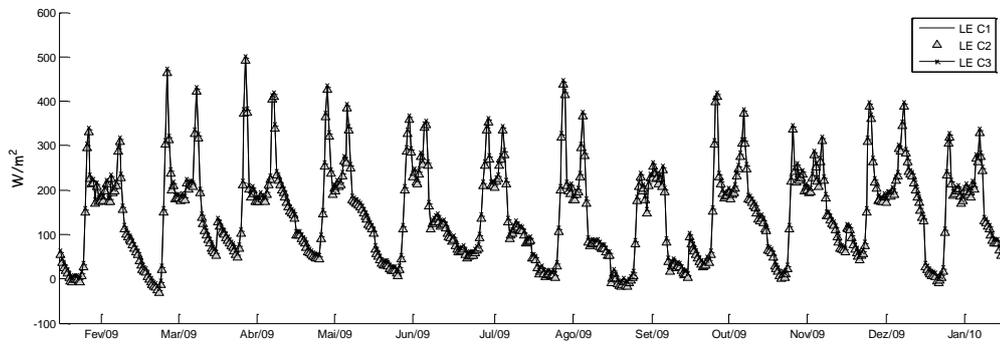


Figura 4.47 - Fluxo de calor latente do modelo para os parâmetros de solo.

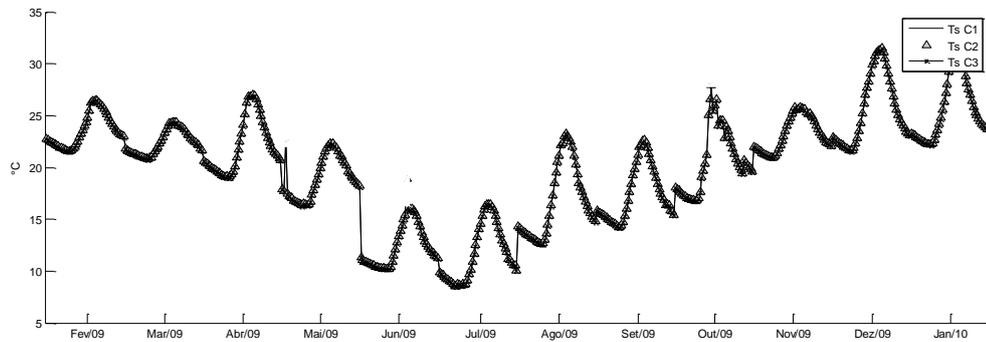


Figura 4.48 - Temperatura na interface do modelo para os parâmetros de solo.

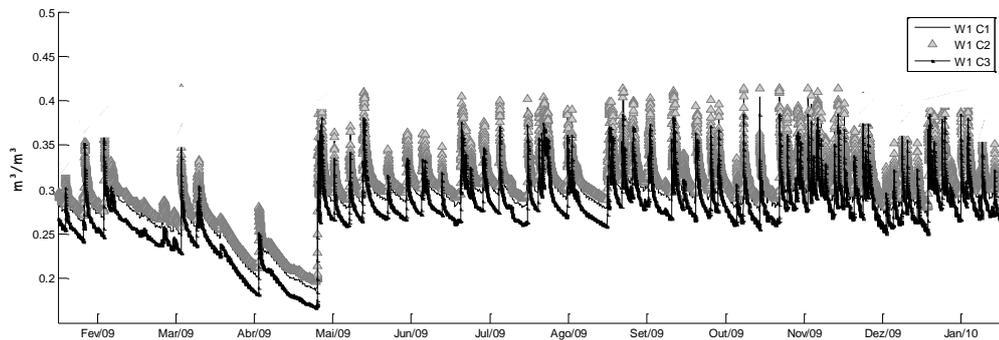


Figura 4.49 - Umidade do solo do modelo para os parâmetros de solo na profundidade de 5 cm.

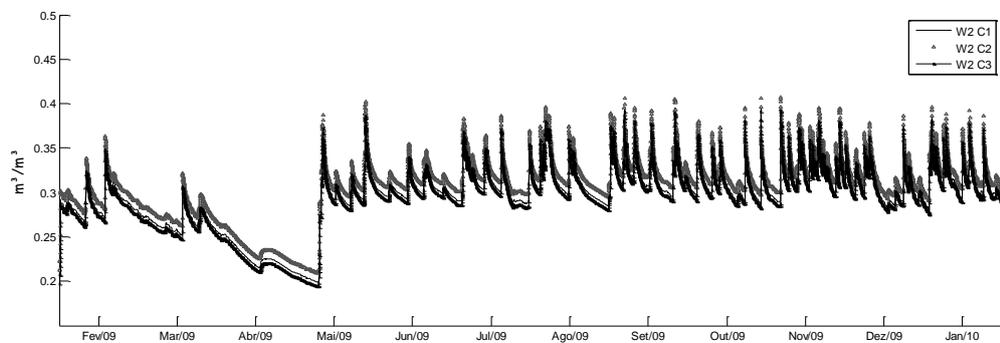


Figura 4.50 - Umidade do solo do modelo para os parâmetros de solo na profundidade de 30 cm.

Para a umidade do solo (Figuras 4.49 e 4.50), os impactos são evidentes, uma vez que os parâmetros de umidade do solo é que determinam o comportamento físico para a difusão de água no solo. As variações maiores ocorreram na primeira camada de solo, com diminuição da umidade no teste da condição 3 (parâmetros de umidade menores) e pequeno aumento da umidade no teste da condição 2 (parâmetros de umidade maiores). Para a zona das raízes, houveram variações iguais as da camada superficial, porém em escala menor.

Aplicando-se os testes para o parâmetro de condutividade térmica do solo (C_{ss}), a radiação líquida (Figura 4.51) não mostrou variações. Os impactos são maiores para a previsão dos fluxos, principalmente o fluxo de calor no solo (Figura 4.52), e também para o calor sensível e latente (Figuras 4.53 e 4.54, respectivamente), na condição 5 (diminuição da condutividade térmica), aumentado nos horários diurnos e diminuído nos horários noturnos. Essa variação nos resultados dos testes certamente influenciaram o balanço de energia. Quando este parâmetro é aumentado a condutividade térmica do solo diminui, aumentando as variações de temperatura do solo em torno de $1,5^{\circ}\text{C}$ (Figura 4.55).

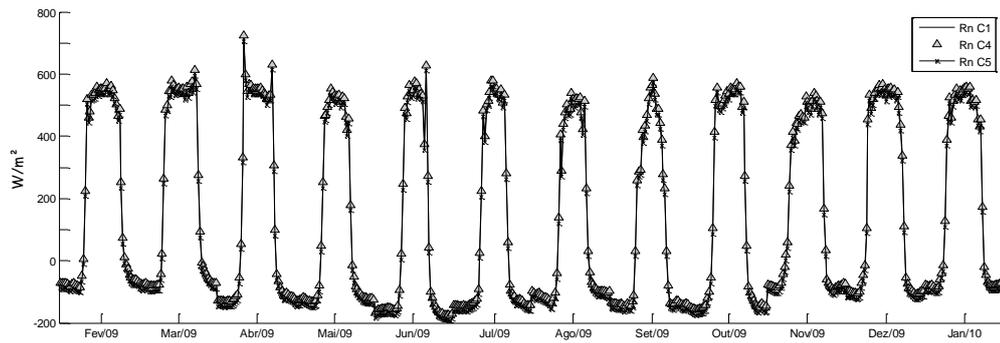


Figura 4.51 - Radiação líquida do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.

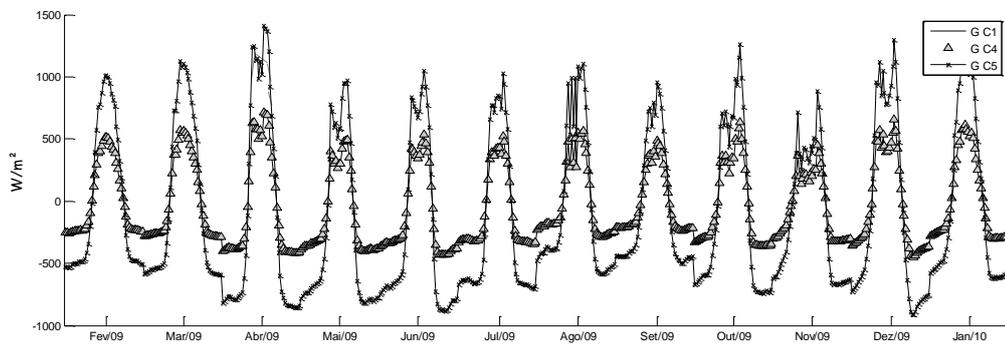


Figura 4.52 - Fluxo de calor no solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.

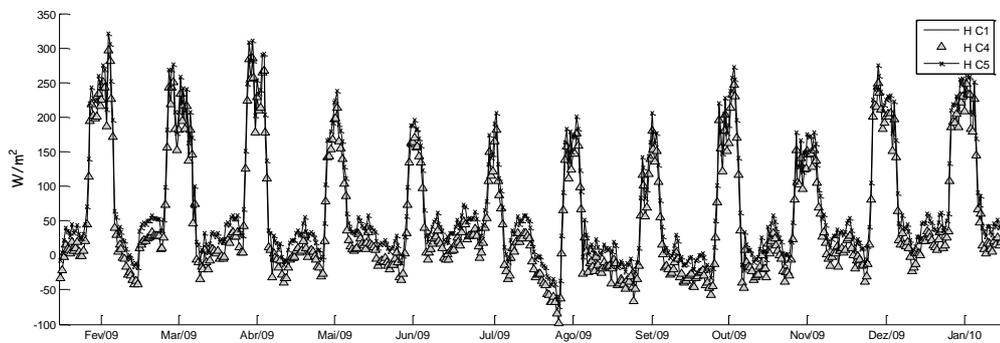


Figura 4.53 - Fluxo de calor sensível do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.

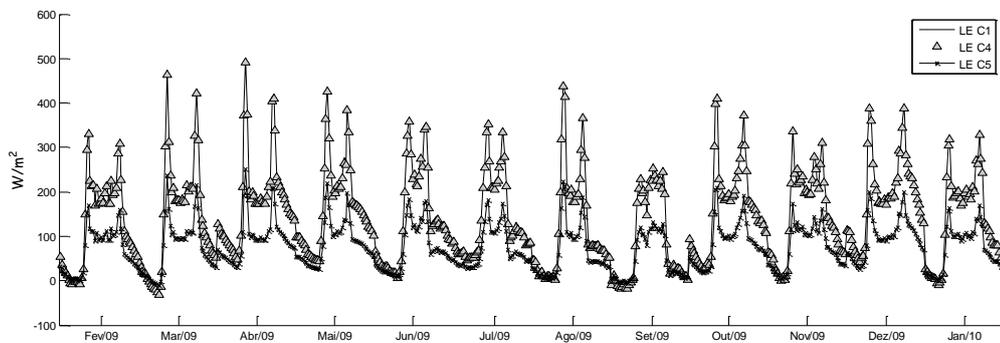


Figura 4.54 - Fluxo de calor latente do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.

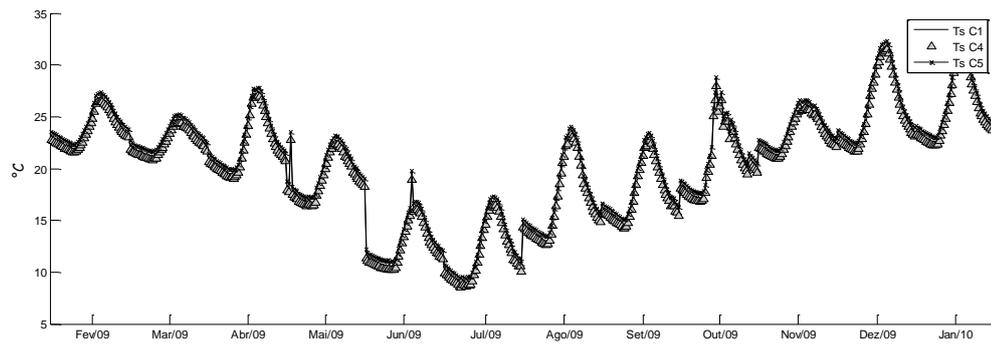


Figura 4.55 - Temperatura na interface do modelo para o parâmetro de condutividade térmica.

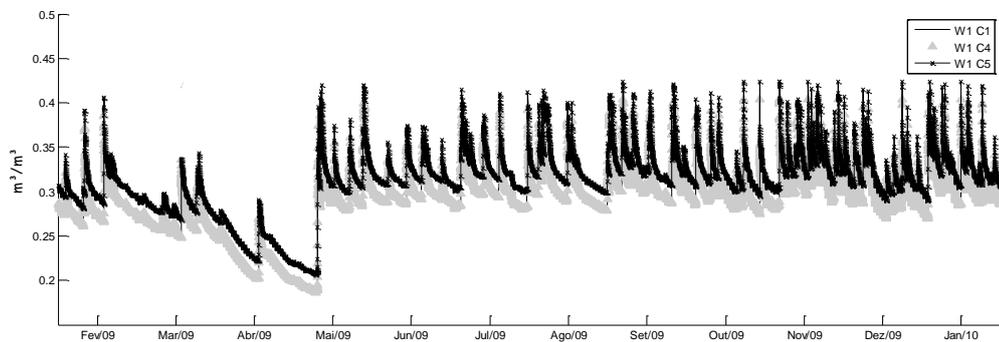


Figura 4.56 - Umidade do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica na profundidade de 5 cm.

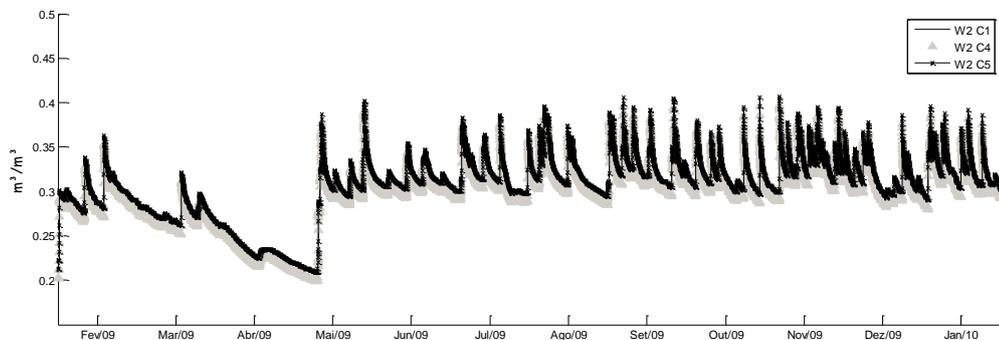


Figura 4.57 - Umidade do solo do modelo para o parâmetro de condutividade térmica na profundidade de 30 cm.

Nos testes de umidade do solo (Figuras 4.56 e 4.57), as variações aparecem e são maiores quando aplicada a condição 5 (diminuição do parâmetro C_{ss} = aumento na condutividade térmica do solo). Portanto, a partir destes testes nos parâmetros de solo, pode-se concluir que existe a necessidade de um bom conhecimento das propriedades térmicas e hídricas do solo. Para tanto, as características detalhadas do tipo de solo, a sua textura e a

composição, são fundamentais para a correta aplicação dos parâmetros de solo em modelos de superfície atmosférica.

4.5 Resultados das simulações após a calibração para o período 1

Após o processo de calibração utilizado, obteve-se os resultados das simulações para o período 1. Os valores dos parâmetros de vegetação (para períodos com culturas) que melhor se ajustaram e descreveram os dados observados após várias simulações, estão listados na tabela 4.5.

Tabela 4.5 – Parâmetros de vegetação para a calibração do modelo *NOAH LSM*, para períodos com cultura.

Z_0 (m)	Z_{0H} (m)	VEG	IAF
0,035	0,035	0,65	2,5

A tabela 4.6 indica os valores dos parâmetros de solo utilizados na calibração que melhores representaram os dados experimentais. Como a condição 4 apresentou menores variações nos parâmetros de umidade do solo e a condição 5 para o parâmetro de condutividade térmica, fez-se uma média desses valores para a calibração.

Tabela 4.6 – Parâmetros de solo para a calibração do modelo *NOAH LSM*, para períodos com cultura.

Ws (m^3/m^3)	Wm (m^3/m^3)	Wc (m^3/m^3)	Css (Km^2/J)
0,376	0,260	0,169	0,00003058

Um parâmetro importante que não foi utilizado nos testes de sensibilidade, é a altura da vegetação (h_v). Para este parâmetro usou-se medidas experimentais médias para cada tipo de cultura. Para a soja o $h_v=0,8m$, para a aveia $h_v=1,50m$ e nos períodos de pousios $h_v=0,1m$, devido ao sistema de plantio ser o direto. Ainda para as simulações dos períodos de pousios, foram adaptados os parâmetros de vegetação e de solo conforme a tabela 4.7.

Tabela 4.7 – Parâmetros de vegetação e de solo adaptados para os períodos de pousios para calibração.

Z_0 (m)	Z_{0H} (m)	VEG	IAF	Css (Km^2/J)	h_v (m)
0,08	0,008	0,001	1,0	0,000003058	0,1

As figuras abaixo mostram os fluxos de calor e a radiação líquida após a implementação da calibração obtida.

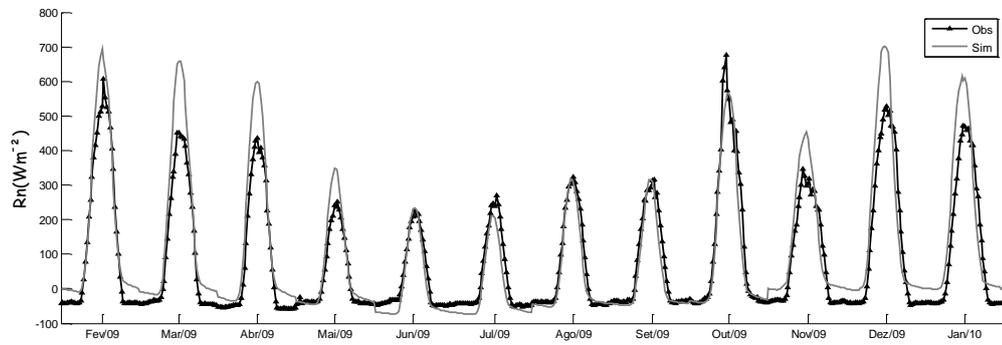


Figura 4.58 – Resultado da radiação líquida do modelo *NOAH* calibrado.

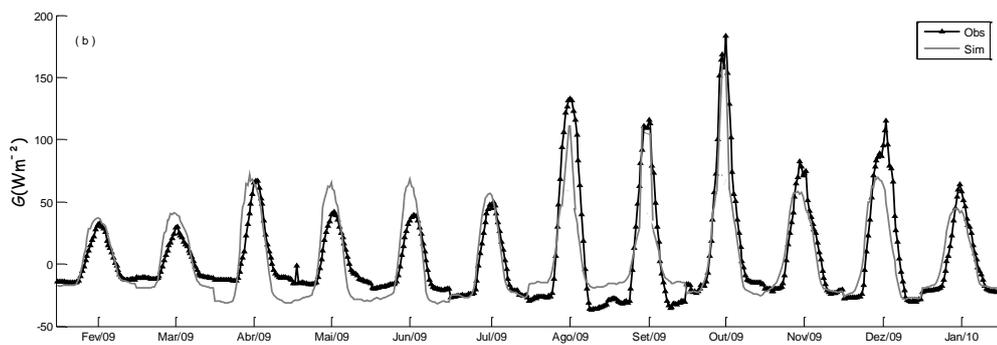


Figura 4.59 – Resultado do fluxo de calor no solo do modelo *NOAH* calibrado.

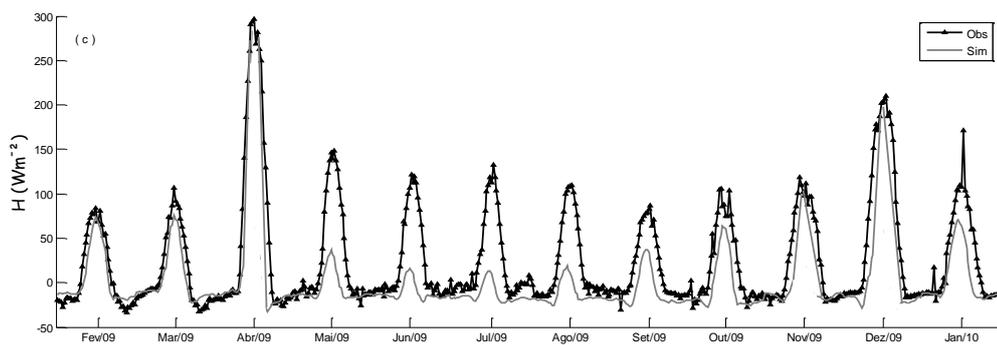


Figura 4.60 – Resultado do fluxo de calor sensível do modelo *NOAH* calibrado.

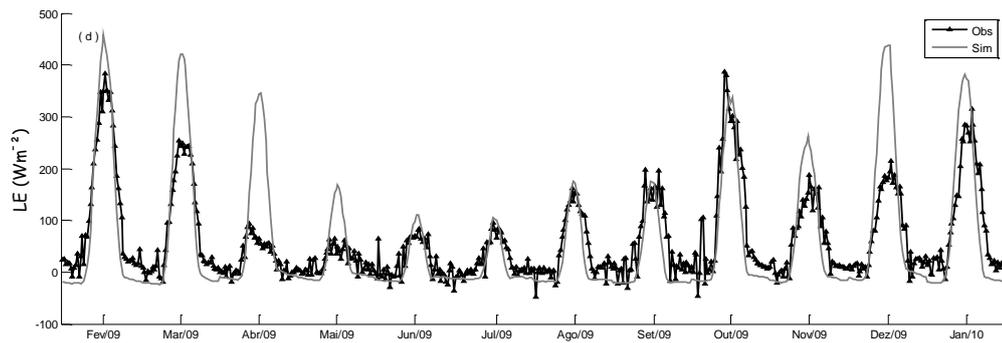


Figura 4.61 – Resultado do fluxo de calor latente do modelo *NOAH* calibrado.

Estas simulações foram feitas considerando no solo duas fases de pousios (segunda quinzena de abril até final de julho/09 e de novembro até primeira quinzena de dezembro/09) e períodos com culturas (fevereiro até a primeira quinzena de abril, de agosto até primeira quinzena de novembro e ainda de dezembro/09 até janeiro/10). Simulou-se os períodos de pousios e os de culturas separadamente, adaptando os parâmetros para cada situação, conforme já mencionados nas tabelas acima.

É possível observar através das figuras 4.58, 4.59, 4.60 e 4.61, que o modelo de superfície *NOAH LSM* apresentou satisfatoriamente bem a radiação líquida e os fluxos de calor após a calibração. Então, pode-se dizer que a calibração utilizada está representando as características de vegetação e de solo de forma correta. Apesar disso, as deficiências que o modelo ainda admite, principalmente nos fluxos de calor sensível (superestimando os resultados nos meses mais frios e bons resultados nos meses mais quentes) e latente (melhores ajustes nos meses mais frios e superestimando os resultados nos meses mais quentes) podem estar associado a representação nos processos de distribuição do calor e da água, ou ainda pelo fato de que os meses mais frios tiveram um considerável regime de chuvas. E ainda quando há nebulosidade o modelo não apresenta bem o balanço de energia. Os resultados representados para períodos longos de dados, como neste trabalho, podem perder um pouco da representatividade em função da sazonalidade dos parâmetros de vegetação, motivo pelo qual variou-se os parâmetros para os pousios.

Os diagramas de dispersão, figuras 4.62, 4.63, 4.64 e 4.65 indicam a melhora nos resultados após a calibração para a radiação líquida e os fluxos de calor. Com exceção do fluxo de calor sensível que diminuiu um pouco. Pode-se observar as comparações para os coeficientes de correlação antes e após a calibração na tabela 4.8.

Tabela 4.8 – Coeficiente de correlação antes e após a calibração.

	<i>Rn</i>	<i>G</i>	<i>H</i>	<i>LE</i>
<i>R</i> (antes)	0,8745	0,7946	0,8143	0,4828
<i>R</i> (depois)	0,9526	0,8313	0,7531	0,8455

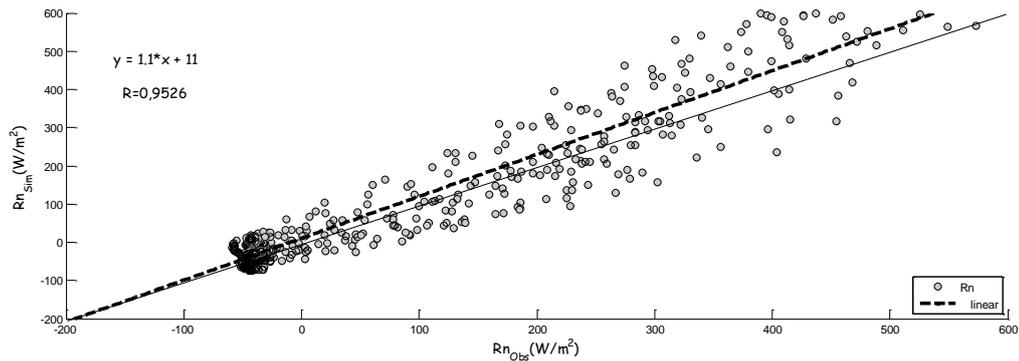


Figura 4.62 – Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada versus observada com calibração.

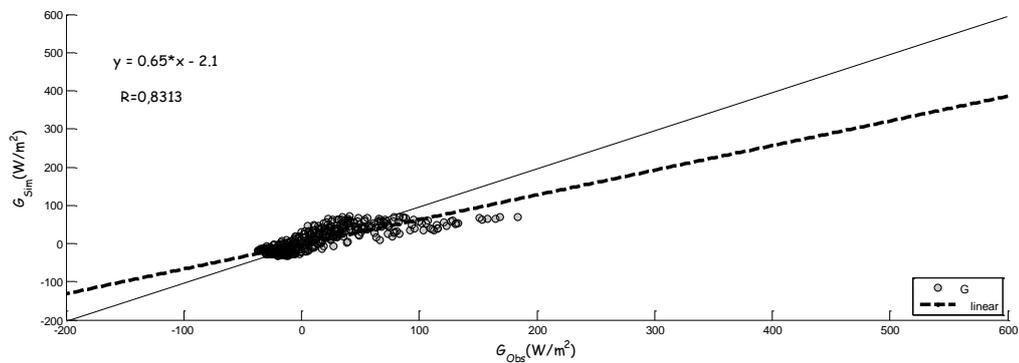


Figura 4.63 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor no solo simulado versus observado com calibração.

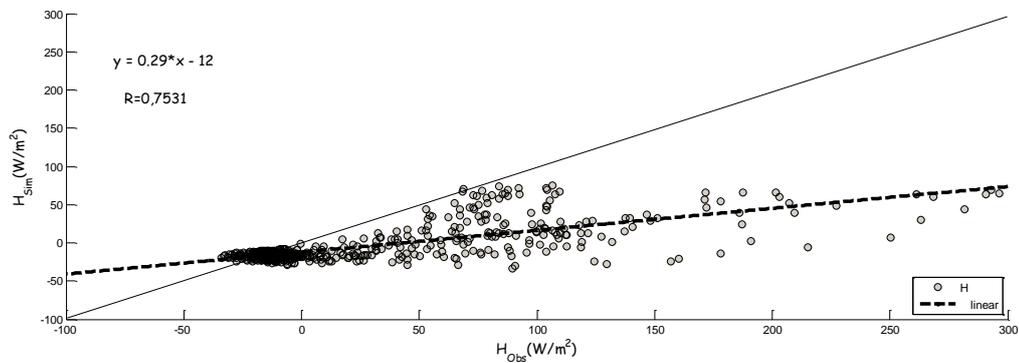


Figura 4.64 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor sensível simulado versus observado com calibração.

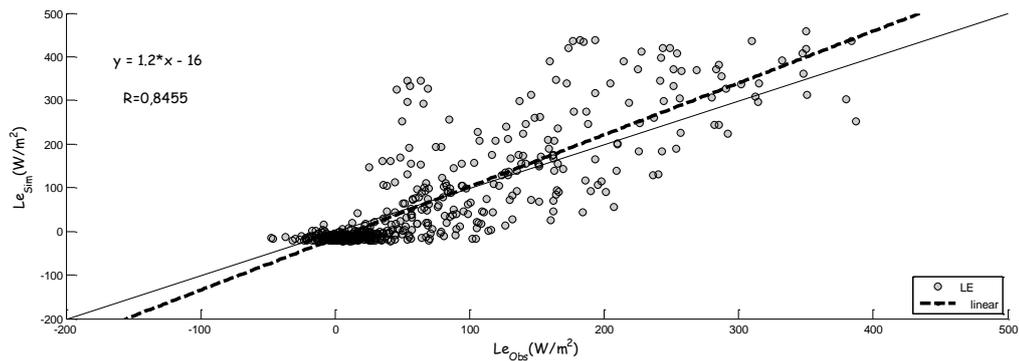


Figura 4.65 – Diagrama de dispersão para os fluxos de calor latente simulado versus observado com calibração.

A razão de Bowen (Figura 4.66) variou entre -1 e 2, com valores mais dispersos nos meses entre maio e agosto, e entre novembro e dezembro. Avaliando-se a evapotranspiração (Figura 4.67), após a calibração, percebe-se bons resultados variando entre -1 e 6 mm/dia. Tal resultado é consequência do melhor ajuste do fluxo de calor latente. A simulação da evapotranspiração, assim como o fluxo de calor latente melhora nos meses mais frios, o que pode ser explicado pelo regime de chuvas nestes meses e tem maiores dispersões nos meses mais quentes.

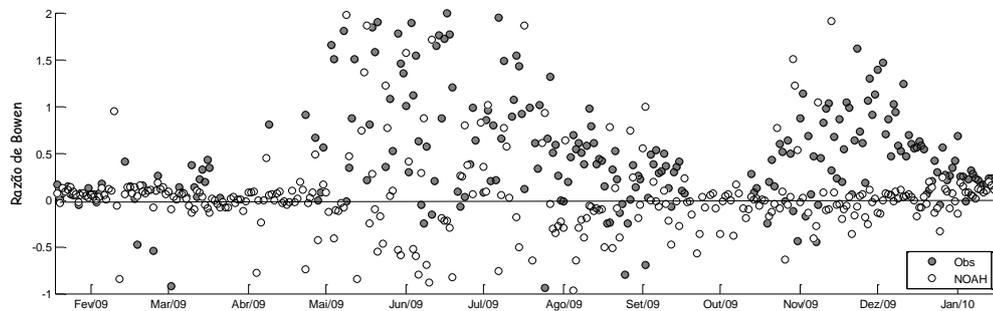


Figura 4.66 – Razão de Bowen, comparação entre dados observados e simulados com calibração.

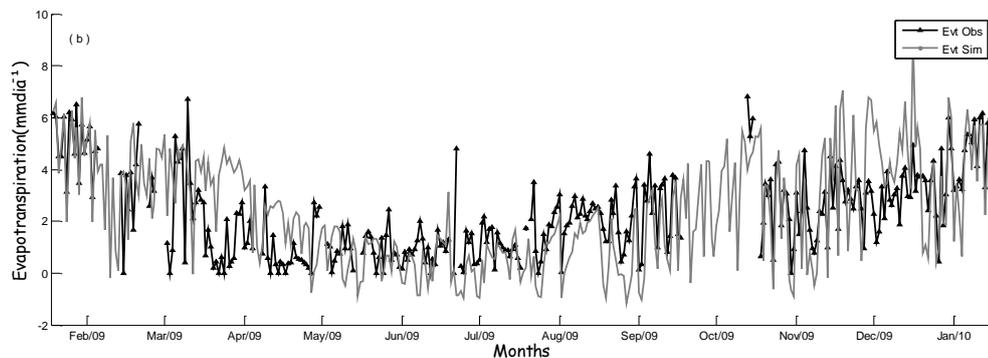


Figura 4.67 – Evapotranspiração, comparação entre dados observados e simulados com calibração.

Tabela 4.9 – Evapotranspiração média para o período 1 após a calibração.

<i>Evt(mm/dia)</i>	<i>Soja 1</i>	<i>Pousio 1</i>	<i>Aveia</i>	<i>Pousio 2</i>	<i>Soja 2</i>
<i>Evt Obs</i>	2,4	0,5	1,2	1,5	2,5
<i>Evt NOAH</i>	2,3	0,8	1,2	1,8	2,5

A análise pós-calibração para o período de estudo, permite mostrar que é possível fazer uso com eficiência do modelo de superfície *NOAH LSM*, tanto para a previsão dos fluxos superficiais quanto para a previsão das umidades do solo, desde que seja feita uma correta calibração dos parâmetros de solo e de vegetação. Apesar dos resultados serem bons, o modelo ainda precisa de ajustes para períodos de chuva.

4.6 Implementação da variação horária do albedo e diária do índice de área foliar no modelo *NOAH* e validação do modelo para a soja (período 2)

O avanço das mudanças globais tem acarretado impactos ambientais extremos, como por exemplo, no albedo das superfícies, que constitui uma das principais forçantes atmosféricas. Além da calibração do modelo *NOAH*, o ajuste (variação) do albedo e do índice de área foliar é um fator importante, uma vez que muitas quantidades relacionadas ao solo e a própria vegetação dependem destas variáveis. Então, optou-se pela implementação da variação do albedo e do *IAF* para um período de cultura específico e analisar os resultados das simulações. Aqui buscou-se as variações do albedo durante o ciclo da soja, com a finalidade de colaborar com uma melhor descrição nos modelos numéricos, uma vez que ele é considerado um dos mais importantes controladores da convecção (Berbet e Costa, 2003). Para isto, o modelo recebe um conjunto de dados observados, calcula o albedo diário a cada 30 minutos e utiliza seus valores nas equações, não com um único valor mensal e sim com 48 valores diários. Para o índice de área foliar, também utiliza-se a leitura de um vetor com valores coletados no sítio experimental, neste caso valores diários. A versão avaliada do *NOAH* era utilizado um único valor para o *IAF* independentemente do período e do manejo do solo. Os dados utilizados são do sítio de Cruz Alta para o período escolhido de 14 de dezembro de 2009 (semeadura da soja) até 28 de abril de 2010 (colheita da soja), do sistema de plantio direto. As condições meteorológicas para o período da soja podem ser observadas nas figuras 4.68, 4.69 e 4.70, abaixo.

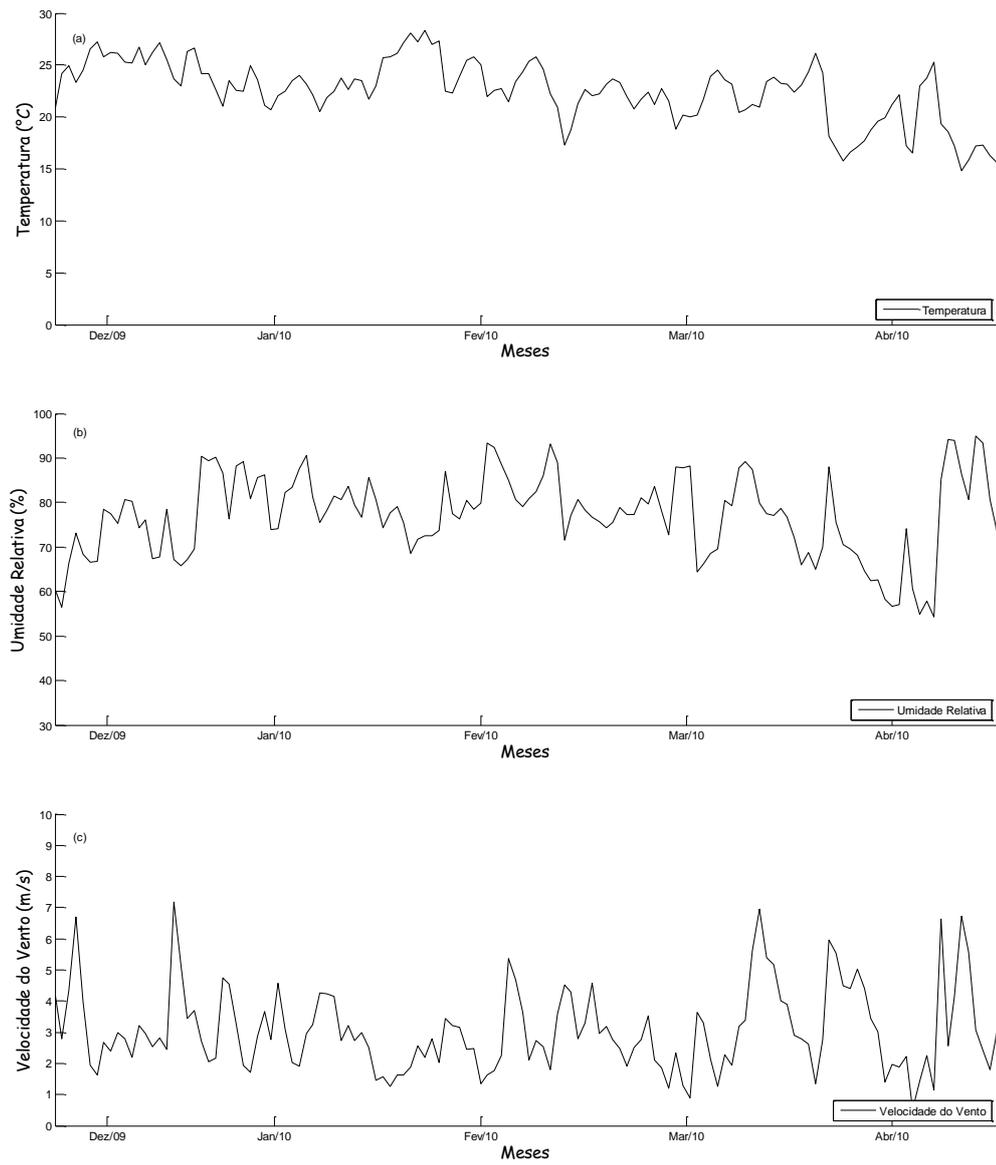


Figura 4.68 – Condições ambientais do sítio experimental para o período da soja. (a) Temperatura do ar, (b) Umidade relativa e (c) Velocidade do vento.

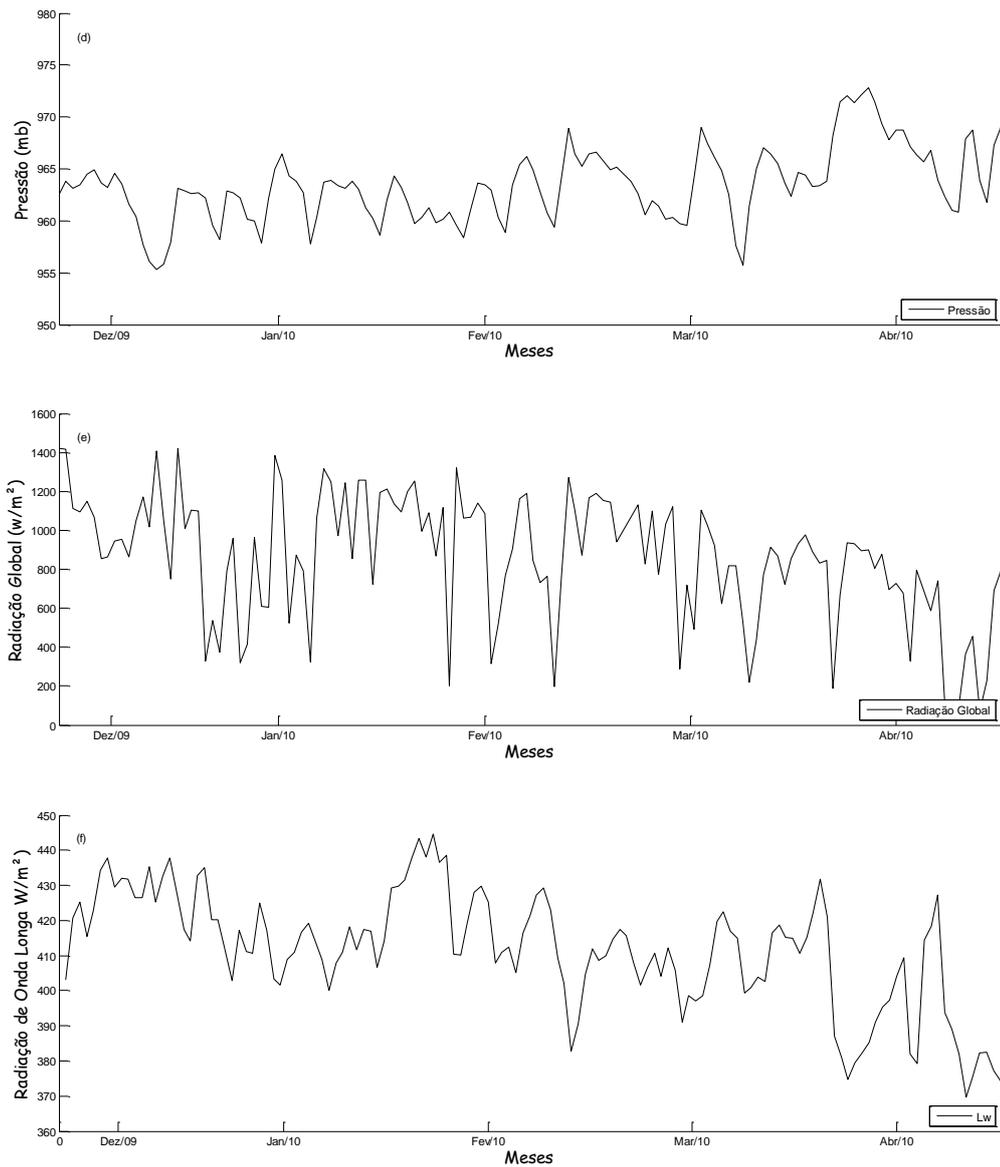


Figura 4.68 - Condições ambientais do sítio experimental para o período da soja. (d) Pressão, (e) Radiação global e (f) Radiação de onda longa.

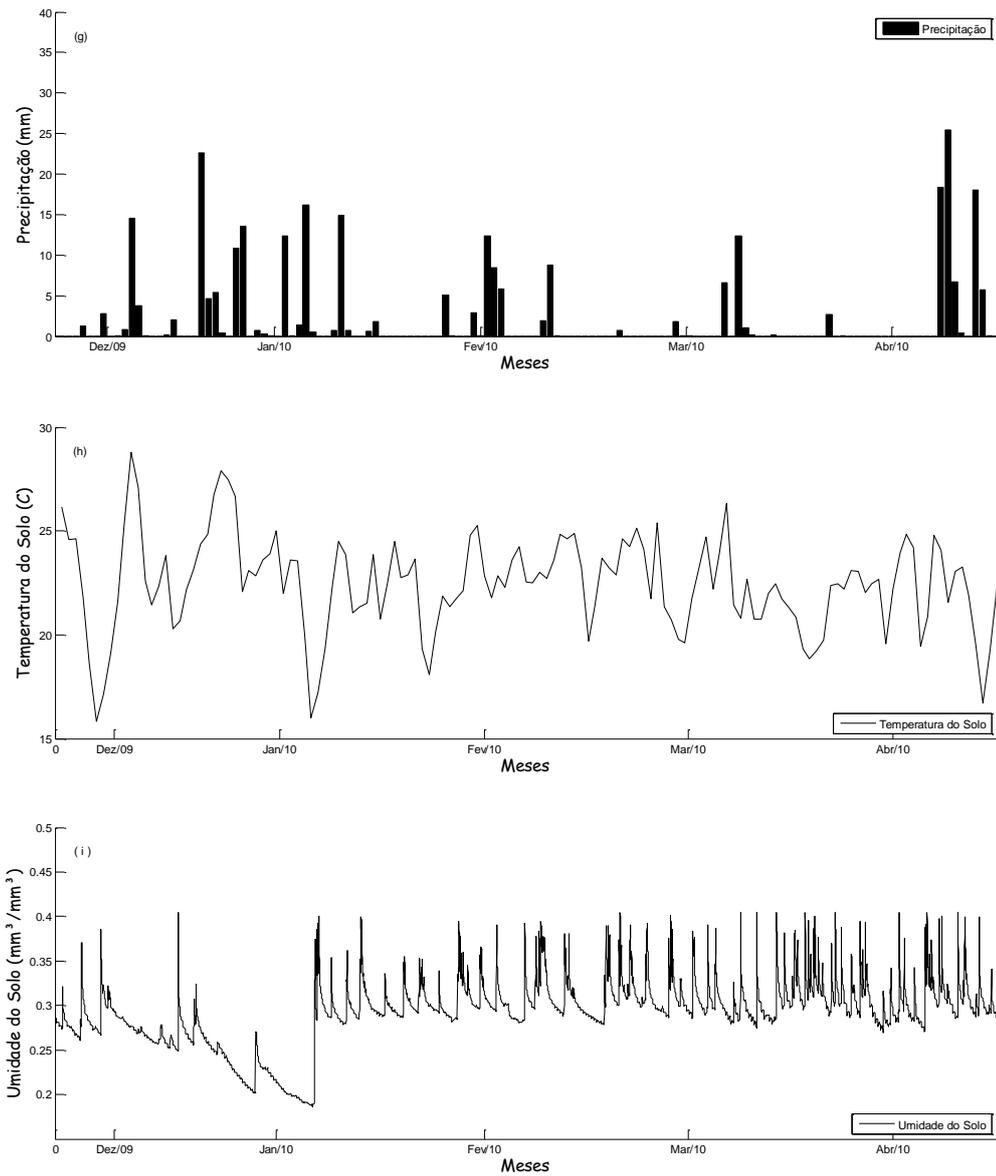


Figura 4.68 - Condições ambientais do sítio experimental para o período da soja. (g) Precipitação, (h) Temperatura do solo e (i) Umidade do solo.

Os valores mínimos, máximos e médios das variáveis meteorológicas apresentadas acima estão organizadas na tabela 4.10.

Tabela 4.10 – Valores mínimos, máximos e médios das variáveis meteorológicas do sítio experimental de Cruz Alta para o período da soja (14/12/2009 até 28/04/2010).

<i>Variável</i>	<i>Mínimo</i>	<i>Máximo</i>	<i>Médio</i>
<i>Temperatura do ar (°C)</i>	14,80	28,33	22,55
<i>Umidade Relativa (%)</i>	54,29	95,04	77,08
<i>Velocidade do vento (m/s)</i>	0,53	7,09	3,07
<i>Pressão (mb)</i>	955,33	972,82	963,46
<i>Radiação Global (W/m²)</i>	44,69	1422,00	858,62
<i>Radiação de Onda longa (W/m²)</i>	369,66	444,63	411,65
<i>Precipitação (mm/dia)</i>	0,00	25,5	2,1
<i>Temperatura do Solo (°C)</i>	15,85	28,82	22,43
<i>Umidade do Solo (mm³/mm³)</i>	0,18	0,41	0,29

Neste ciclo de soja a temperatura média variou em torno dos 22°C e com umidade relativa média de 77%. A precipitação foi maior no mês de janeiro e no final de abril. Os valores da precipitação acumulada para este ciclo de soja ficou em média 760 mm com distribuição irregular com valor superior à média climática. Houve ainda dois períodos de *stress* hídrico entre os dias 73 e 100 após o plantio e do 102 ao 130, porém não causando impacto relevante na produtividade. O albedo foi calculado através da razão entre as radiações refletida e incidente e estão indicadas na figura 4.69.

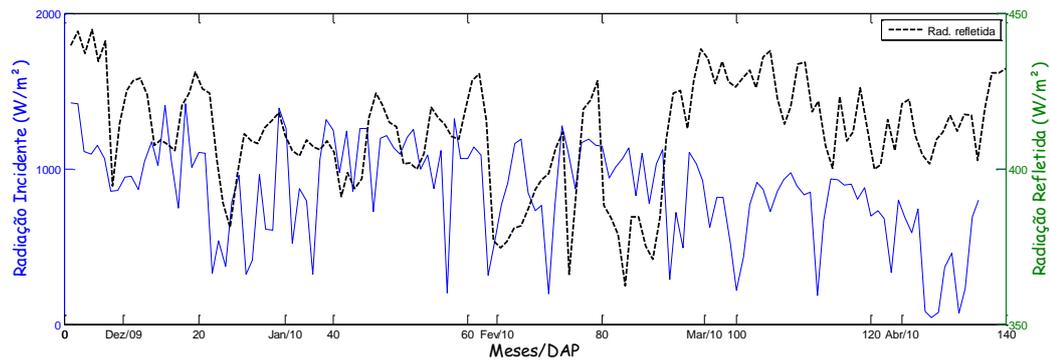


Figura 4.69 - Radiação solar incidente e radiação refletida (onda longa) para o período da soja.

Durante o monitoramento do ciclo da soja as medidas de *IAF* foram feitas. Com isso foi possível obter um indicativo do desenvolvimento da cultura em seus diferentes estágios. Os valores medidos de *IAF* para a cultura da soja estão representados na figura 4.70, juntamente com o albedo. Estes valores de *IAF* foram utilizados nas simulações permitindo uma descrição mais real nos processos de simulação.

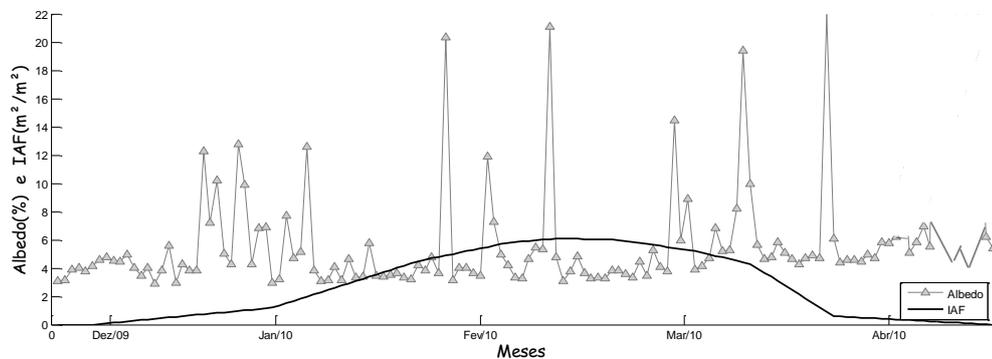


Figura 4.70 - Albedo e *IAF* para o período da soja.

Para os primeiros dias após o plantio foi inserido um valor mínimo para o *IAF* de $0,5\text{m}^2/\text{m}^2$ devido ao fato de que a soja foi plantada no sistema direto. Para o restante do período o comportamento do *IAF* está de acordo com os estágios fenológicos da soja.

Utilizando-se a calibração feita anteriormente e a inserção das variações do albedo e do *IAF*, pode-se realizar a validação do modelo *NOAH*. Nas comparações foram utilizados dados observados dos fluxos de calor e radiação líquida a partir das medições da torre micrometeorológica do *SULFLUX*. Ainda utilizou-se valores de parâmetros obtidos no processo de calibração. Os resultados do estudo para a validação do modelo, são apresentados abaixo.

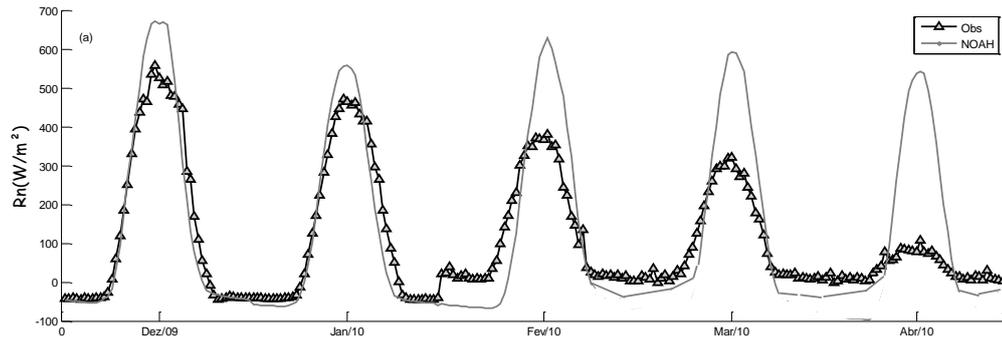


Figura 4.71 – Radiação líquida para o período da soja.

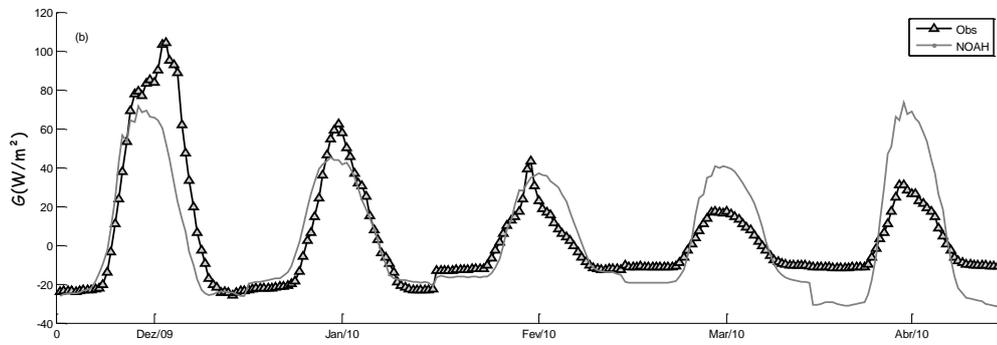


Figura 4.72 – Fluxo de calor no solo para o período da soja.

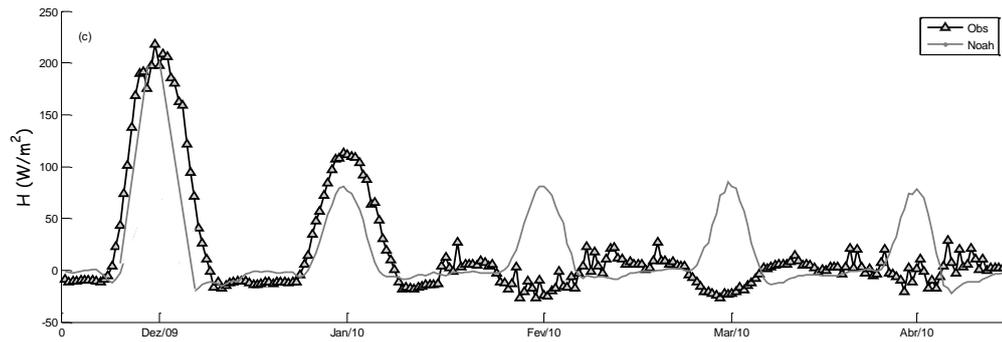


Figura 4.73 – Fluxo de calor sensível para o período da soja.

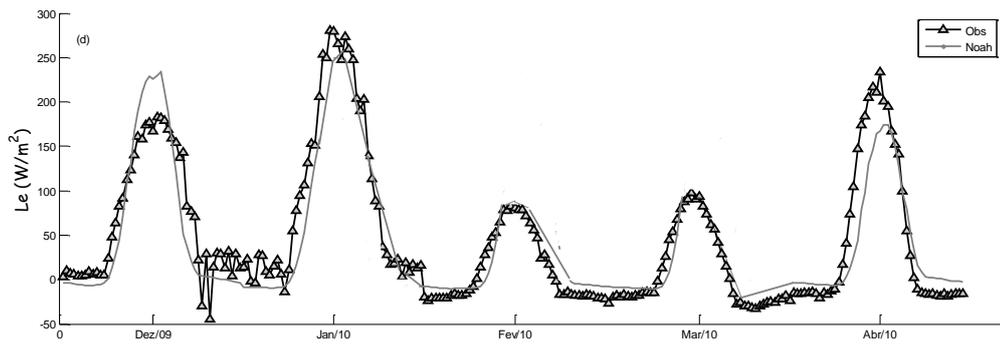


Figura 4.74 – Fluxo de calor latente para o período da soja.

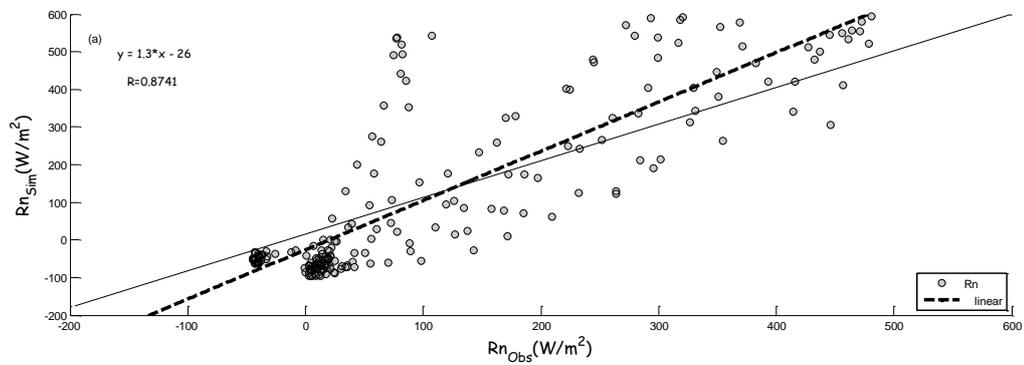


Figura 4.75 – Diagrama de dispersão para a radiação líquida simulada *versus* observada para o período da soja.

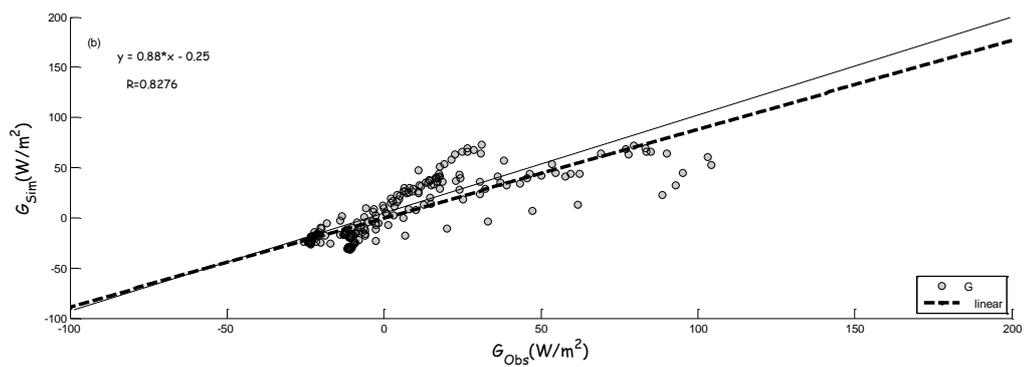


Figura 4.76 – Diagrama de dispersão para o fluxo de calor no solo simulado *versus* observado para o período da soja.

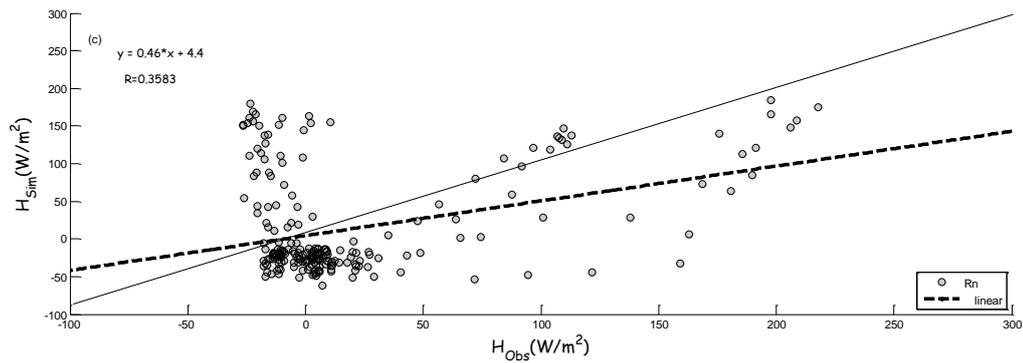


Figura 4.77 – Diagrama de dispersão para o fluxo de calor sensível simulado *versus* observado para o período da soja.

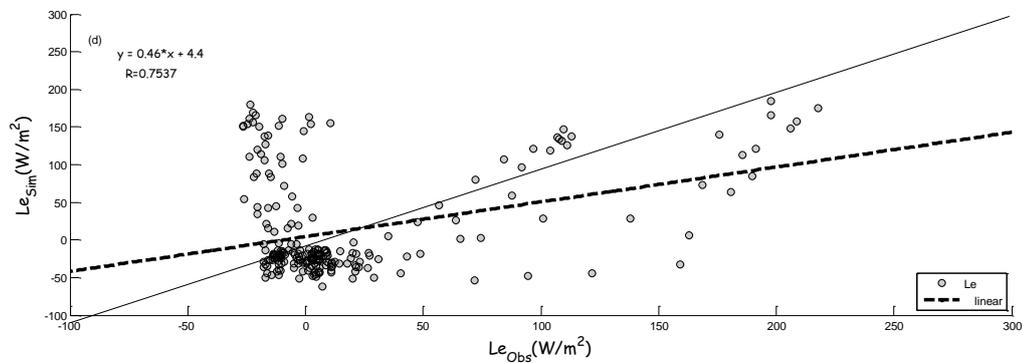


Figura 4.78 – Diagrama de dispersão para o fluxo de calor latente simulado *versus* observado para o período da soja.

Na tabela 4.11 é mostrado um resumo do desempenho do modelo *NOAH* através dos índices estatísticos. Os índices *R* e *FA2* são melhores quando se aproximam de 1 e o índice *NMSE* é otimizado quando é próximo de 0 (zero).

Tabela 4.11 – Índices estatísticos resumindo a performance do modelo *NOAH* para os períodos de estudo.

<i>Fluxos Período 1</i>	<i>R</i>	<i>FA2</i>	<i>NMSE</i>
<i>Rn</i>	0,8745	0,8267	0,1533
<i>Rn*</i>	0,9526	0,8975	0,1009
<i>G</i>	0,7946	0,7522	0,2141
<i>G*</i>	0,8313	0,7902	0,1605
<i>H</i>	0,8143	0,7358	0,1822
<i>H*</i>	0,7531	0,7103	0,1915
<i>LE</i>	0,4828	0,6133	0,2104
<i>LE*</i>	0,8455	0,8220	0,0900
<i>Fluxos Período 2</i>			
<i>Rn</i>	0,8741	0,8112	0,0832
<i>G</i>	0,8276	0,7345	0,1209
<i>H</i>	0,3583	0,2993	0,2041
<i>LE</i>	0,7537	0,7011	0,1802

*Resultados depois da calibração.

Os resultados satisfatórios comprovam que a calibração utilizada está representando bem as características de solo e vegetação para os períodos estudados, quando comparada com as simulações com o modelo “bruto”, ou seja, sem calibração. A calibração verifica-se eficiente para a representação dos processos de distribuição de água e calor no solo. Os desvios que ainda persistem, podem estar associados com a representação no regime de chuvas, inclusive a interpolação feita nos dados de precipitação para entrada do modelo, pode estar afetando a simulação. Assim, as variações dos fluxos de calor sensível e latente podem aumentar ou diminuir em função deste fato. Apesar disso, as variações diárias de albedo e *IAF* inseridas no *NOAH*, resultaram em melhoras nas respostas dos fluxos de calor e na radiação líquida. A evapotranspiração foi bem representada pelo modelo, principalmente no período de maior *IAF*. É importante destacar, que vários fatores podem influenciar nas simulações. Por exemplo, a representação dos resíduos do solo; a dependência do albedo em relação ao grau de cobertura de nuvens, do ângulo de incidência dos raios solares. A reflexão da cultura que também é influenciada pela velocidade do vento que ocasiona inclinação da cobertura (Song, 1998), a variação da umidade do solo decorrentes dos períodos chuvosos, etc. Sempre que a cultura se estabelece e indica um aumento no *IAF*, tem-se efeito direto no albedo Fontana *et al.*,1991. O

que pôde-se observar na figura 4.70, com o aumento do albedo na medida que a soja se desenvolve e diminuição no estágio final da cultura. De acordo com os índices estatísticos, o fluxo de calor sensível é o menos satisfatório, apesar de todas as adaptações e variações nos valores de parâmetros, ainda existe necessidade de buscar o seu melhor ajuste na simulação.

Em virtude dos fatos mencionados, pode-se concluir que, na modelagem de superfície não existe um único conjunto de parâmetros capaz de representar todos os processos físicos envolvidos, devido à incertezas como: erros nos dados medidos, nas simplificações do modelo, nas condições iniciais e na representatividade dos valores dos parâmetros. É importante salientar que, nenhum modelo cria informação acerca da superfície, ele se utiliza das informações existentes para suas simulações. Em um caso hipotético em que esses erros pudessem ser corrigidos, ainda existirá a aleatoriedade do processo natural. Essa aleatoriedade introduz incertezas nos resultados do modelo que não podem ser eliminadas.

CAPÍTULO 5

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Neste estudo foi utilizado o modelo de superfície *NOAH LSM* para investigar o transporte de quantidades escalares e vetoriais ocorrendo entre a superfície terrestre e a atmosfera adjacente. Este modelo baseia-se em um esquema de parametrização para o cálculo dos processos físicos da superfície terrestre. Os modelos de superfície possuem parâmetros que devem ser calibrados com base nas informações experimentais obtidas na região de estudo. Para as simulações foram utilizados conjuntos de dados experimentais de forçantes atmosféricos, e dados observados de radiação líquida e fluxos de superfície. Os dados coletados no sítio experimental de Cruz Alta/RS, foram divididos em dois grupos: Período 1 (01/02/2009 até 31/01/2010) e período 2 (14/12/2009 até 28/04/2010). Para o período 1 foram feitas simulações com o modelo sem nenhuma calibração. Nestas simulações foram inseridas as quantidades meteorológicas locais e ajustado o arquivo de controle do modelo. Neste caso, os resultados obtidos não foram satisfatórios, apresentando resultados incompatíveis com os dados experimentais nas estimativas dos fluxos e da radiação líquida. A partir da análise destes resultados, foram feitos alguns testes de sensibilidade no modelo utilizando-se as variáveis de temperatura (temperatura do ar, temperatura *skin*) e de umidade do solo (5 cm e a 30 cm). Para isto, foram empregadas diferentes condições de inicialização, e para cada condição obteve-se diferentes resultados nas simulações. Os resultados destes testes, mostraram que, para otimizar as simulações, existe uma necessidade de um bom ajuste dos parâmetros de solo e vegetação. Então, foram realizados testes de sensibilidade nestes parâmetros de vegetação (rugosidade da superfície, coeficiente de rugosidade para o transporte de calor, índice de área foliar e fração de solo coberto por vegetação) e de solo (umidade de saturação do solo, umidade de capacidade de campo, umidade do ponto de murchamento e coeficiente térmico de saturação do solo). Para isto, escolheu-se os valores mais adequados para os parâmetros e inseriu-se no modelo, com a finalidade de calibrá-lo. Calibrar o modelo, consistiu em otimizar os resultados das simulações, quando os valores dos parâmetros foram modificados e variados com o objetivo de encontrar uma boa concordância entre os valores simulados e observados das variáveis de saída. O método de calibração consistiu em fazer algumas simulações variando-se os parâmetros de solo e vegetação, ou ambos. Assim, os testes foram realizados até que se conseguisse uma previsão mais otimizada para o período estudado. Variando-se estes parâmetros observou-se que o

modelo é extremamente dependente de uma correta descrição da cobertura vegetal e de características peculiares da planta, como altura ou tamanho das raízes. Nos testes com parâmetros de solo, percebeu-se que os fluxos e a radiação líquida ainda sofreram desvios. A calibração permitiu um processo de ajustes deste modelo para representar adequadamente a área de estudo, e seus processos físicos adequadamente. Para avaliar o desempenho do modelo, utilizou-se um conjunto de dados medidos, correlacionando-os com eventos meteorológicos ocorridos e comparando com os resultados das simulações. A partir disto, verificou-se sua adequação em situações diversas daquelas para as quais os parâmetros foram inicialmente definidos. Após a calibração, notou-se que o modelo de superfície *NOAH LSM* reproduziu satisfatoriamente bem a radiação líquida e os fluxos de calor. Portanto, pode-se dizer que a calibração utilizada está representando as características de vegetação e de solo de forma correta. Tendo em vista a melhora nos resultados, quando comparados com as simulações iniciais (sem calibração), foi utilizada a mesma calibração para um outro período de dados da cultura da soja (período 2), acrescentando-se variações horárias de albedo e diárias de índice de área foliar (IAF), uma vez que, o modelo trabalhava com um único valor mensal para o albedo e um único valor para o IAF. Esta última versão do modelo, oferece espaço para inserção destas variáveis. Apesar disso, as deficiências que o modelo ainda apresenta, principalmente nos fluxos de calor sensível e latente pode estar associado a representação dos processos de distribuição de calor e da água, ou ainda pelo fato de que os meses mais frios tiveram um considerável regime de chuvas, ou seja, quando há nebulosidade, o modelo não representa tão bem o balanço de energia. Os resultados representados para períodos longos de dados, como o período 1 deste trabalho, podem perder um pouco da representatividade em função da sazonalidade dos parâmetros de vegetação, motivo pelo qual variou-se os parâmetros para os pousios. Para avaliar o desempenho geral do modelo, após a calibração e implementações, foram utilizados diagramas de dispersão e alguns índices estatísticos. Em virtude dos fatos mencionados, pode-se concluir que, na modelagem de superfície não existe um único conjunto de parâmetros capaz de representar todos os processos físicos envolvidos, devido à incertezas como: erros nos dados medidos, nas simplificações do modelo, nas condições iniciais e na representatividade dos valores dos parâmetros. É importante salientar que, nenhum modelo cria informação acerca da superfície, ele se utiliza das informações existentes para as simulações. Em um caso hipotético em que esses erros pudessem ser corrigidos, ainda existirá a aleatoriedade do processo natural. Essa aleatoriedade introduz incertezas nos resultados do modelo que não podem ser eliminadas. Por fim, os resultados deste trabalho são de grande importância para estudos futuros, principalmente porque os modelos que envolvem simulações

de fluxos de calor sobre região agrícola, em especial com rotações de culturas, são poucos. Conhecendo-se a necessidade de uma correta descrição e simulação das condições iniciais de contorno da superfície, o modelo *NOAH LSM* aqui calibrado tem condições de ser utilizado para simulações sobre regiões agrícolas, que são fundamentais nos modelos de previsão numérica do tempo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARYA, S. P.; HOLTON, J. **Introduction to Micrometeorology**, Second edition. San Diego, California: Academic Press, 2001.

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.

BERBET, M. L. C.; COSTA, M. H. Climate Change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. **Journal of Climate**, v.16, p.2099-2104, 2003.

BONAN, G.B. **Ecological climatology**: concepts and applications. New York: Cambridge, 678p, 2002.

CANADELL, J. G. Carbon metabolism of the terrestrial biosphere: A multi-technique approach for improved understanding. **Ecosystems** 3: 115-130, 2000.

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.

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.

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.

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.

DICKINSON, R. E. *et al.* Biosphere-Atmosphere Transfer Schemes (BATS) version1e as coupled to the NCAR Community Climate Model. **NCAR Tech. Note NCAR/TN-387 + STR**, 72pp. 1993.

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.

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.

EMBRAPA. **Sistema Brasileiro de classificação de solos.** Brasília, 412p., 1999.

FONTANA, D., C.; BERLATO, M., A.; BERGAMASCHI, H. Balanço de radiação da soja em região subtropical do Brasil. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, v.26, n.3, p.411-418, 1991.

FREIBAUER, A.; ROUNSEVELL, M.; SMITH, P.; VERHAGEN, A. Carbon sequestration in the agricultural soils of Europe. **Geoderma**. V.122, 1–23, 2004.

HANNA, S. R. Confidence limits for air quality model evaluations, as estimated by Bootstrad and Jackknife resampling methods. **Atmospheric Environment** . v.23, n.6, pp. 1385-1398, Great Britain, 1989.

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.

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.

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.

KALMA, J. D.; CALDER, I. R.; World Meteorological Organization. Land surface processes in large-scale hydrology. Geneva, Switzerland: **Secretariat of the World Meteorological Organization**. 1994.

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, 2007.

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.

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, 1996

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.

LEUNING, R.; JUDD, MURRAY J. The relative merits of open- and closed-path analysers for measurement of eddy fluxes. **Global Change Biology**.v.2, p.241-253, 1996.

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.

MAHRT, L.; PAN, H. A two-layer model of soil hydrology. **Boundary Layer Meteorology**, v.29, p.1-20, 1984.

MAHRT, L.; EK, M. The influence of atmospheric stability on potential evaporation. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.23, p.222-234, 1984.

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.

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.

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 Hidrology**, AMS, Orlando, Fl, Jan. 13-17, J1-J6,2002.

MONCRIEFF, J. B. *et al.* A system to measure surface fluxes of momentum, sensible heat, water vapor and carbon dioxide. **Journal of Hidrology**, v.188-189, p.589-611, 1997.

MOSIER, A.R.; KROEZE, C.; NEVISON, C.; OENEMA, O.; SEITZINGER, S. and van CLEEMPUT, O. Closing the global N₂O budget: nitrous oxide emissions through the agricultural nitrogen cycle. OECD/IPCC/IEA phase II development of IPCC guidelines for national graanhouse gas inventory methodology. **Nutrient Cycling in Agroecosystems**, 52, 225-248, 1998.

NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, p.536-549, 1989.

OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**, second Edition. London: Routledge, 1987.

PAN, H.-L.; MAHRT, L. Interaction between soil hydrology and boundary layer development. **Boundary Layer Meteorology**, v.38, p.185-202, 1987.

PATTEY, E.; EDWARDS, G.C.; Desjardins, R.L.; Pennock, D.; Smith, W.; Grant, B.; MacPherson, J.I., Tools for quantifying N₂O emissions from agroecosystems. **Agricultural and Forest Meteorology** 142, 103–119, 2007.

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.

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.

RODELL, *et al.* Evaluation of 10 methods for initializing a land surface model. **Journal of Hydrometeorology**, v.6, p.146-155, 2005.

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.

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.

SMITH D.M.; CUSACK S.; COLMAN A.W., FOLLAND C. K.; HARRIS G.R.; MURPHY J.M. Improved surface temperature prediction for the coming decade from a global climate model. **Science** 317:796–799, 2007

SONG, J. Diurnal asymmetry in surface albedo. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.92, p.181-189, 1998.

STULL, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Kluwer Academic Publishers, Boston, 666p. , 1988.

SUYKER, A. E.; VERMA, S. B. Evapotranspiration of irrigated and rainfed maize-soybean cropping systems. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.149, p.443-452, 2009.

TIMM, A. U., Estimativa dos fluxos de energia superficiais utilizando o modelo de superfície NOAH modificado para culturas alagadas. **Tese de doutorado**, UFSM, 2011.

TORRES, E. & SARAIVA, O.F. Camadas de impedimento do solo em sistemas agrícolas com a soja. **Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária**, 58p. Londrina, 1999.

TWINE, T. E. *et al.* Correcting eddy-covariance flux estimates over grassland. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.103, p.279-300, 2000.

VERHAGEN S. Studying the performance of Global Navigation Satellite Systems: A new software tool. **GPS World**, 13(6): 60-65, 2002.

VERMA, A.K.; S.S. GHATAK ; S. MUKHOPADHYAY. Effect of temperature on development of whitefly (*Bemisia tabaci*) (Homoptera: **Aleyrodidae**) in West Bengal. *Indian J. Agric. Sci.* 60: 322-326, 1990.

WEBLER, G. Validação do modelo Agro-IBIS para um sítio experimental de soja no Rio Grande do Sul, **Dissertação de Mestrado**. UFSM, 2011.

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.

APÊNDICE A – Listagem e descrição das variáveis do Modelo de Superfície NOAH LSM

A.1 Subrotina SFLX- REDPRM: são definidos os parâmetros de solo, de vegetação e de inclinação, conforme descrição abaixo:

SNO_NEW - profundidade e densidade neve

SNFRAC - determinar fração da cobertura de neve

ALCALC - determinar albedo da superfície (incluindo a fração cobertura de neve)

TDFCND - calcula a difusividade térmica do solo

SNOWZ0 - calcula o comprimento de rugosidade da neve (no trabalho é nulo)

SFCDIF - calcular coeficiente de troca de calor / umidade da superfície

PENMAN - calcula a evapotranspiração potencial

CANRES - calcula a resistência dossel

NOPAC – esta indica a neve acumulada (Precip. Congelada).

T_{skin2} - Temperatura *skin* atualizada através do balanço de energia da superfície

SMFLX - calcular os fluxos de água de superfície e umidade do solo

DEVAP – calcula a evaporação direta da camada superior do solo

TRANSP – calcula a transpiração de cobertura vegetal

SRT - computa a taxa de variação da umidade do solo

WDFCND - calcular a condutividade hidráulica e difusividade

SSTEP - integração a cada passo de tempo da umidade do solo

TDFCND – calcula a difusividade térmica do solo

SHFLX - calcula o fluxo de calor do solo e a temperatura do solo

HRT - computa a taxa de variação da temperatura do solo

TDFCND – cálculo da difusividade térmica do solo (dependente da umidade do solo)

TBND - determina a temperatura de interface do solo

SNKSRC - (função) computa dissipador de calor / fonte do solo mudança de fase de gelo

TDFCND – também para a difusividade térmica do solo

FRH2O - (função) calcular água descongelada no solo

SNOPAC - este indica se a camada de neve é diferente de zero em solo e / ou queda de neve diferente de zero.

O arquivo *controlfile* não fornece os parâmetros físicos do modelo, exceto para a condição limite inferior que é a temperatura do solo (deve ser atribuído o valor da temperatura média do ar para o local de simulação). Os parâmetros físicos são definidos na subrotina REDPRM e muitos destes parâmetros são dependentes do índice de vegetação e do tipo de solo que são lidos a partir do arquivo de controle.

A.2 O arquivo de controle *controlfile*

O *controlfile* é composto por 30 linhas de dados que contêm o seguinte:

Linha 01: **LAT** - latitude

Linha 02: **LON** - longitude

Linha 03: **IBINOUT** - inteiro positivo “1”, ou inteiro negativo “-1”.

- Sinal negativo para arquivos de saída em formato de texto ASCII com extensão *. TXT

- Sinal Positivo para arquivos de saída binários com extensão *. GrADS GRS

Linha 04: **jday** – dia Juliano (1-366) (início da simulação)

Linha 05: **TIME** - hh é hora (0-23) e mm é minuto (0-59).

Linha 06: **NCYCLES** - número de vezes que a integração irá percorrer os dados de entrada (útil para multi- ano, *spin-up* é executado).

Linha 07: **SYDAYS** - número de dias no ano para o *spin-up* (ou 365 ou 366) (relevante apenas se NCYCLE é 2 ou superior).

Linha 08: **L2nd_data**: variável lógica: o valor de verdade ou falsa:

- se TRUE: então NCYCLES deve ser definido como 2 ou superior, e, portanto, realiza o *spin-up*.

- se FALSO: não realiza o *spin-up*.

Linha 09: **NRUN** é o número total de passos de tempo de simulação.

Linha 10: **DT** - passo de tempo utilizado na integração física.

Nota: DT não deve ser maior do que uma hora (3600 segundos).

Linha 11: **NSOIL** - número inteiro de camadas de solo.

Linha 12: **Z** - altura em metros acima do solo onde foram medidas as forçantes atmosféricas.

Nota: Nos dados forçando observados, a altura da observação da temperatura / umidade (por exemplo, 2 m) é muitas vezes diferente da altura da observação do vento (por exemplo, 10 m).

Quando for esse o caso, recomenda-se o uso da altura da observação de vento para Z.

Linha 13: **SLDPTH** - valores de espessura das camadas de solo NSOIL em metros (escolhido pelo usuário), começando com a camada superior e prosseguindo para baixo.

Camada 1: 10 cm (0,10 m)

Camada 2: 30 cm (0,30 m)

Camada 3: 60 cm (0,60 m)

Camada 4: 100 cm (1,0 m)

Linha 14: - nome do primeiro arquivo de forçantes atmosféricas (para *spin up*)

Linha 15: - nome do segundo arquivo de forçantes atmosféricas

Linha 16: **SOILTP** - índice inteiro do tipo de solo (intervalo 1-9)

Linha 17: **VEGTYP** - índice inteiro do tipo de vegetação (intervalo 1-13)

Linha 18: **SLOPTYP** - índice inteiro inclinação (intervalo 1-9).

Nota: **SLOPTYP** é uma categoria inclinação (liso, íngreme, mista, etc.).

Linha 19: **ALBEDO** - 12 valores mensais de fração de albedo de superfície para local simulação (sem neve).

Linha 20: **SHDFAC** - 12 valores mensais da fração de vegetação verde para o local de simulação.

Linha 21: **SNOALB** - albedo máximo esperado sobre a neve

Linha 22: **ICE** - camada de água congelada (mar) (definido como 0 para simulações de superfície terrestre).

Linha 23: **TBOT** - definido para temperatura média anual do ar (K) para o sítio modelado.

Linha 24: **T1** - temperatura *skin* inicial (K). Pode ser ajustado para a temperatura do ar inicial.

Linha 25: **STC** (NSOIL): temperatura inicial do solo (K), em cada uma das camadas do solo.

Linha 26: **SMC** (NSOIL): umidade volumétrica inicial total do solo (líquida e congelada) em cada camada.

Linha 27: **SH2O** (NSOIL): umidade volumétrica inicial do solo líquido (descongelado) em cada camada.

Linha 28: **CMC** - teor de água inicial do dossel.

Linha 29: **SNOWH** - profundidade da neve inicial.

Linha 30: **SNEQV** - o equivalente de água inicial de neve acima do solo.

A.3 Arquivo de forçantes atmosféricos

Como é típico com muitos *LSMs* desacoplados *offlines*, o *NOAH LSM* requer um conjunto de dados forçantes atmosféricos, de preferência em intervalos de tempo de 30 minutos (ou interpolados para intervalos de tempo de 30 minutos). As forçantes atmosféricas

necessários como entrada do *NOAH* são listadas abaixo na ordem que devem aparecer no arquivo *basicforcing*:

J day: dia juliano

Time: tempo (horário) de 30 em 30 minutos

U_bar: velocidade média do vento (m/s) na altura Z acima do solo

Ta: temperatura do ar (°C) na altura Z acima do solo

RH: umidade relativa do ar (%) na altura Z acima do solo

Pres: pressão à superfície (mb) na altura Z acima do solo

Rg: radiação solar (W/m²)

LW_in: radiação de onda longa (W/m²)

Rain: chuva total (mm) para cada meia hora

A.4 Parâmetros específicos do *NOAH LSM*

Parametrização é um processo matemático envolvendo um conjunto completo de coordenadas efetivas ou graus de liberdade de um sistema, processo ou modelo que se quer parametrizar. Na subrotina REDPRM, definimos o NAMELIST nomeado *SOIL*, *VEG* e *SLOPE* que inclui os parâmetros cujos elementos dependem do tipo de solo, tipo de vegetação e tipo de inclinação, respectivamente.

A.4.1 Os valores universais (valor padrão na versão utilizada)

CZIL = 0,20: parâmetro Zilintikevich (faixa de 0,0 – 1,0), faixa recomendada 0,2-0,4. CZIL é um parâmetro ajustável que é conhecido como o coeficiente de Zilintikevich. Aumentando CZIL aumenta a resistência aerodinâmica. Um exemplo pode ser visto no artigo de Chen *et al.* 1997.

REFDK = 2,0E -6: parâmetro utilizado com REFKDT para calcular o parâmetro de escoamento KDT.

REFKDT = 3,0: parâmetro escoamento superficial (variação de 0,5 - 5,0)

ZBOT = -8,0 m: profundidade de TBOT: menor condição de contorno na temperatura do solo.

FXEXP = 2,0: expoente de evaporação do solo nu.

Sbeta = -2,0: utilizado para computar o efeito dossel no fluxo de calor do solo.

Csolo = 2,00 E +6: capacidade de calor no solo (J/m³/K).

CFactor = 0,5: expoente usado na função para a evaporação da água do dossel.

CMCMAX = 0,0005 (m): capacidade máxima de água usada evaporação da água do dossel.

FRZK = 0,15 valor de referência do parâmetro para o fator de congelamento do solo de Frozen.

RSMAX = 5000 (s/m) resistência estomática máxima utilizada na resistência dossel.

TOPT = 298 (K) a temperatura do ar ideal para transpiração na resistência dossel.

RTDIS: vetor especificando distribuição radicular vertical, ou seja, a fração de massa total de raízes em cada camada de solo.

Nota: RTDIS está definido universalmente (não depende da classe de vegetação) e assume uma distribuição radicular uniforme para cada camada do solo para uma dada classe vegetação.

A.4.2 Parâmetros que dependem da classe de solo

SMCMAX: umidade volumétrica máxima do solo (porosidade).

SMCREF: limiar de umidade do solo para o surgimento de algum estresse transpiração.

SMCWLT: ponto de murcha em que cessa a transpiração.

SMCDRY: camada superior de umidade do solo em que a evaporação direta do solo cessa.

DKSAT: Condutividade hidráulica do solo saturado.

PSISAT: Potencial máximo do solo saturado.

B: parâmetro de funções hidráulicas.

DWSAT: difusividade da água no solo saturado.

QUARTZ: teor de quartzo, usado para calcular a difusividade térmica do solo.

FRZFACT: um parâmetro usado com FRZK para calcular o valor do parâmetro FRZX.

A.4.3 Parâmetros que dependem da classe de Vegetação

Os parâmetros dependentes da classe vegetais são:

Zo: (m) comprimento de rugosidade.

RCMIN (s / m): resistência estomática.

RGL: parâmetro de estresse, usada na F1 (na resistência dossel).

HS: coeficiente utilizado no F2 termo déficit de pressão de vapor na resistência do dossel

IAF: índice de área foliar.

NROOT: número de camadas de solo de cima para baixo alcançado pelas raízes.

VEG: índice de vegetação

A.4.4 Parâmetros que dependem da inclinação da superfície

A subrotina REDPRM contém sete categorias de inclinação da superfície. O parâmetro depende da classe inclinação é:

INCLINAÇÃO - um coeficiente entre 0,1 - 1,0 que interfere na drenagem do solo.

A.4.5 Classificação do tipo de vegetação (Dorman e Sellers, 1989):

Tabela A.1 – Classificação dos tipos de ecossistemas disponíveis no modelo.

<i>Tipo</i>	<i>Descrição</i>
<i>1</i>	Floresta tropical
<i>2</i>	Decíduas com folhas grandes/ largas
<i>3</i>	Floresta mista
<i>4</i>	Árvores com folhas finas/ compridas
<i>5</i>	Decíduas altas
<i>6</i>	Savana
<i>7</i>	Vegetação rasteira
<i>8</i>	Arbustos com folhas largas
<i>9</i>	Arbustos com folhas largas e parte do solo nu
<i>10</i>	Tundra
<i>11</i>	Solo nu
<u><i>12</i></u>	Cultivos
<i>13</i>	Glacial

A.4.6 Classificação do tipo de solo (Zobler, 1986):

Tabela A.2 - Classificação dos tipos de solo disponíveis no modelo.

<i>Tipo</i>	<i>Descrição</i>	<i>Textura</i>	<i>Conteúdo de Quartzo</i>
<i>1</i>	Arenoso	Grosso	0,82
<i>2</i>	Siltoso + argiloso	Médio	0,10
<i>3</i>	Argiloso	Fino	0,25
<i>4</i>	Arenoso	Grosso	0,60
<i>5</i>	Arenoso + argiloso	Grosso	0,52
<i>6</i>	Argiloso	Médio	0,35
<i>7</i>	<u>Arenoso argiloso</u>	<u>Fino/médio/grosso</u>	<u>0,60</u>
<i>8</i>	Orgânico	-	0,40
<i>9</i>	Glacial	-	0,82

A.4.7 Classificação para a inclinação da superfície (Zobler, 1986).

Tabela A.3 Classificação do tipo de inclinação da superfície no modelo.

<i>Tipo</i>	<i>Porcentagem de inclinação</i>
<u>1</u>	<u>0-8</u>
2	8-30
3	>30
4	0-30
5	0-8 e >30
6	8-30 e >30
7	0-8, 8-30 e >30
8	Glacial
9	Oceano

A.5 Arquivos de saída do modelo *NOAH LSM*

Há cinco arquivos de saída em tempo de execução:

PRSCREEN.TXT: arquivo contém o balanço de energia da superfície.

DAILY.TXT: contém valores de saída diária, da rotina PRTDAILY, que contém quantidades como a evaporação e a precipitação total diária.

HYDRO.TXT: contém saídas relacionadas com a água a cada “passo de tempo”, da rotina PRTHYDF, com a evaporação direta e potencial, umidade do solo, neve derretida, etc.

THERMO.TXT: contém saídas relacionadas com a energia em cada “passo de tempo”, da rotina PRTHMF, com quantidades tais como a temperatura *skin*, a temperatura do solo, e todos os fluxos de energia de superfície.

OBS_DATA.TXT: saída dos dados forçantes de entrada do modelo.