

NADIANE SMAHA

**ESTUDOS E IMPLEMENTAÇÃO DE UM ESQUEMA
DE INTERAÇÕES SUPERFÍCIE-ATMOSFERA E
SEUS IMPACTOS EM UM MODELO DE
MESOESCALA**

Curitiba

2003

NADIANE SMAHA

**ESTUDOS E IMPLEMENTAÇÃO DE UM ESQUEMA
DE INTERAÇÕES SUPERFÍCIE-ATMOSFERA E
SEUS IMPACTOS EM UM MODELO DE
MESOESCALA**

Dissertação apresentada como requisito parcial à obtenção do grau de Mestre. Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia dos Setores de Exatas e Tecnologia da Universidade Federal do Paraná.

Orientador: Prof. Maurício Felga Gobbi
Co-orientador: Prof. Nelson Luís da Costa Dias

Curitiba

2003

TERMO DE APROVAÇÃO

NADIANE SMAHA

ESTUDOS E IMPLEMENTAÇÃO DE UM ESQUEMA DE INTERAÇÕES SUPERFÍCIE-ATMOSFERA E SEUS IMPACTOS EM UM MODELO DE MESOESCALA

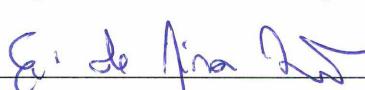
Dissertação aprovada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Ciências no Curso de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia dos Setores de Tecnologia e Ciências Exatas da Universidade Federal do Paraná pela seguinte banca examinadora:

Orientador:


Prof. Maurício Felga Gobbi, Ph.D.
Departamento de Transportes, UFPR

Co-orientador:


Prof. Nelson Luís da Costa Dias, Ph.D.
Departamento de Transportes, UFPR


Ernani de Lima Nascimento, Ph.D.
Pesquisador, LEMMA-SIMEPAR


Profa. Neida Maria Patias Volpi, D.Eng.
Departamento de Matemática, UFPR

Curitiba, 26 de setembro de 2003

Dedicatória

Dedico esta dissertação à minha mãe, meu pai e minhas irmãs, pelo apoio e reconhecimento da importância deste trabalho.

Agradecimentos

Gostaria de agradecer ao meu orientador, professor Maurício Felga Gobbi, que esteve sempre à disposição para discutir os problemas encontrados e indicar os caminhos a serem seguidos. Agradeço também pelas disciplinas por ele lecionadas, que proporcionaram o aprimoramento do meu conhecimento.

Ao meu co-orientador, professor Nelson Luís Dias, pelas sugestões que em muito acrescentaram, bem como pelas disciplinas lecionadas que serviram de embasamento teórico no desenvolvimento deste trabalho.

Agradeço também ao Doutor Ernani de Lima Nascimento, que sanou todas as minhas dúvidas com relação à complicada física da atmosfera, além de me fornecer a bibliografia necessária na área de meteorologia.

Agradeço aos meus colegas do LEMMA pelo companheirismo, amizade e colaboração em todo o período de desenvolvimento deste trabalho. Agradeço especialmente ao Dornelles Vissotto Junior e ao Marcelo Chamecki pela ajuda na programação do complexo código do ARPS.

Agradeço ao Programa de Pós-Graduação em Métodos Numéricos em Engenharia pela estrutura organizacional oferecida e pelas aulas ministradas pelos demais professores do curso.

Ao Instituto Tecnológico Simepar, ao Laboratório de Estudos em Modelagem e Monitoramento Ambiental da Universidade Federal do Paraná e ao Iapar, por terem viabilizado a realização deste trabalho.

E finalmente, gostaria de agradecer ao meu namorado, Luciano Augusto Kruk, pelo constante apoio e incentivo desde o primeiro momento em que eu estava realizando o teste de seleção para este programa, e pelo carinho e amor, que proporcionam a minha realização pessoal e com isso impulsionam a minha realização profissional.

Sumário

Lista de Figuras	vi
Lista de Tabelas	ix
Lista de Símbolos	x
Resumo	xvii
Abstract	xviii
1 Introdução	1
2 Meteorologia de Mesoescala	4
3 Modelos Numéricos Atmosféricos	8
3.1 As equações fundamentais	9
3.2 Sistema de coordenadas	11
3.3 Estruturas de grade	12
3.4 Discretização espacial e temporal	12
3.5 Parametrização dos processos físicos	14
3.6 Assimilação de dados e inicialização	15
3.7 Condições de contorno	16
4 O Modelo ARPS	17
4.1 Pré-processamento	20

4.2	Suíte operacional	24
5	O Modelo de Transferência Solo-Vegetação-Atmosfera	26
5.1	Coeficiente de capacidade térmica - C_T	29
5.2	Radiação líquida - R_n	30
5.3	Fluxo de calor sensível - H	32
5.4	Fluxo de calor latente - LE	32
5.5	Evaporação do solo - E_g	33
5.6	Evapotranspiração das plantas - E_{tr} e E_r	33
5.7	Precipitação que atinge o solo - P_g	35
5.8	Umidade superficial - W_{geq}	35
5.9	Escoamento da água interceptada pelas plantas - R_r	36
5.10	Coeficientes C_1 e C_2	36
6	Modificações do SVAT do Modelo ARPS	38
6.1	Drenagem gravitacional	40
6.2	Escoamento superficial - $Runoff$	43
6.3	Inclusão do terceiro nível de solo	45
7	Índices de Avaliação das Previsões do Modelo ARPS	49
7.1	Avaliação das variáveis prognósticas contínuas	50
7.1.1	Raiz do erro quadrático médio	50
7.1.2	Erro médio	51
7.1.3	Rregressão linear	51
7.1.4	Coeficiente de determinação	53
7.2	Avaliação das variáveis prognósticas discretas	54
7.2.1	Índice de acerto	55
7.2.2	Índice composto	56

7.2.3	Probabilidade de detecção	56
7.2.4	Índice de alarme falso	56
7.2.5	Viés	57
7.2.6	Índice de acerto com chuva	57
7.2.7	Índice de acerto sem chuva	57
8	Resultados	59
8.1	Modelo Original	61
8.2	Inicializações distintas	74
8.3	Mudanças no modelo SVAT	77
8.4	Mudança dos parâmetros de vegetação	84
9	Conclusões	99
	Referências Bibliográficas	101

Listas de Figuras

1	Definição de escala e diferentes processos com escalas características de tempo e horizontal (ORLANSKI, 1975)	6
2	Domínios horizontais operacionais do modelo ARPS no Simepar	20
3	Localização das estações de superfície utilizadas para assimilação de dados	23
4	Fluxograma de funcionamento da suíte operacional do modelo ARPS	25
5	Modelo ISBA - 2L (VISSOTTO JR., 2003)	28
6	Modelo ISBA - 3L (VISSOTTO JR., 2003)	39
7	Ilustração esquemática de uma regressão linear simples	52
8	Tabela de contingência para a variável de precipitação	55
9	Localização das estações telemétricas escolhidas para apresentação da maioria dos resultados	60
10	Comparação entre temperatura (em °C) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas	61
11	Comparação entre pressão atmosférica (em mb) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas	63
12	Comparação entre umidade específica (em kg/kg) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas	64
13	Comparação entre precipitação acumulada a cada três horas (em mm) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas - Curitiba 06/05/2002 - Inicializada às 00 UTC	64
14	Escores médios mensais de todas as estações telemétricas do Estado do Paraná para a temperatura por hora de previsão - 01/2002	65
15	Erro médio mensal (em °C) da temperatura no Estado do Paraná - 10/2002	66

16	RMSE médio mensal (em °C) da temperatura no Estado do Paraná - 10/2002	67
17	Evolução temporal de 02/2001 a 02/2003 do erro médio mensal (em °C) da temperatura para as cinco estações estudadas	69
18	Evolução temporal dos valores médios mensais dos índices estatísticos de precipitação em Curitiba	70
19	Comparação das previsões de temperatura com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (<i>offset</i>)	75
20	Comparação das previsões de umidade específica com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (<i>offset</i>)	76
21	Comparação das previsões de precipitação com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (<i>offset</i>)	77
22	Comparação das previsões de temperatura e umidade específica com as modificações do modelo ISBA	79
23	Comparação das previsões de precipitação com as modificações do modelo ISBA	80
24	Comparação das previsões de umidade do solo na camada de raízes (W_2) com as modificações do modelo ISBA	80
25	Impacto das previsões de precipitação nas previsões de umidades do solo, com as modificações do modelo ISBA	81
26	Comparação das previsões com as modificações do modelo ISBA	82
27	Impacto das previsões da radiação solar incidente na previsão da temperatura do ar, com as modificações do modelo ISBA	83
28	Classificação dos tipos de solo segundo arquivos da NOAA e da FAO para a grade interna do modelo	84
29	Classificação dos tipos de vegetação para a grade interna do modelo	85
30	Parâmetros de vegetação do mês de maio interpolados para as estações estudadas - grade interna do modelo	89

31	Comparação das previsões de temperatura do ar em superfície com as modificações de <i>veg</i> e <i>LAI</i>	90
32	Comparação das previsões de temperatura e radiação solar incidente de Londrina inicializadas às 00 UTC de 25/01/2003, com as modificações de <i>veg</i> e <i>LAI</i>	91
33	Comparação das previsões de fluxos de calor com as modificações de <i>veg</i> e <i>LAI</i>	92
34	Comparação entre os valores previstos e observados de umidade específica do ar com as modificações de <i>veg</i> e <i>LAI</i>	93
35	Comparação das previsões das variáveis de solo e radiações com as modificações de <i>veg</i> e <i>LAI</i>	94

Lista de Tabelas

1	Classificação da vegetação do modelo ARPS	21
2	Classificação de solo do modelo ARPS	22
3	Coeficientes para o cálculo de C_T	29
4	Coeficientes para o cálculo de C_1 , C_2 e W_{geq}	37
5	Coeficiente K_{sat} para o cálculo de C_3	42
6	Coeficientes para o cálculo de C_4	48
7	Altitudes reais e interpoladas no modelo	62
8	Códigos das estações telemétricas	68
9	Escores calculados para temperatura em superfície	71
10	Escores calculados para umidade específica em superfície	72
11	Escores calculados para precipitação	73
12	Tipos de solo (EMBRAPA, 1984)	85
13	Escores calculados para temperatura em superfície com modificações no modelo ISBA, <i>veg</i> e <i>LAI</i>	95
14	Escores calculados para umidade específica em superfície com modificações no modelo ISBA, <i>veg</i> e <i>LAI</i>	96
15	Escores calculados para precipitação com modificações no modelo ISBA, <i>veg</i> e <i>LAI</i>	97

Listas de Símbolos

Letras romanas minúsculas

a	coeficiente de regressão linear
a_{eq}	parâmetro para cálculo de W_{geq}
a_w	parâmetro para cálculo de q_{vsat}
a^2/r^2	fator da distância Terra-Sol
b	inclinação da curva de retenção do solo; coeficiente angular de regressão linear
b_w	parâmetro para cálculo de q_{vsat}
c_p	calor específico a pressão constante
d_0	ângulo para cálculo da distância Terra-Sol
d_1	profundidade da camada de solo superficial
d_2	profundidade da camada de solo da região das raízes
d_3	profundidade da camada de solo da região das sub-raízes
d'_2	profundidade de referência da camada de solo da região das raízes
d'_3	profundidade de referência da camada de solo da região das sub-raízes
e	erro ou resíduo
f	parâmetro para cálculo de F_1
f_c	parâmetro de Coriolis
g	aceleração da gravidade
h_r	ângulo solar horário
h_u	umidade relativa na superfície do solo
i	capacidade de infiltração

i_m	máxima capacidade de infiltração
m	número do dia
m_{dirf}	fator direcional
n	número total de pares de dados (X, Y)
p	pressão
p_{eq}	parâmetro para cálculo de W_{geq}
q	parâmetro para cálculo de $\bar{w}_{2,3}$
q_{va}	umidade específica do ar
q_{vsat}	umidade específica de saturação do solo
r^2	coeficiente de determinação
t	coordenada de tempo
t_{GMT}	horário de Greenwich
t_0	tempo inicial de integração
u	componente x da velocidade
v	componente y da velocidade
veg	fração de vegetação
w	componente z da velocidade
$\bar{w}_{2,3}$	conteúdo de água na interface das camadas de raízes e sub-raízes
x	coordenada espacial leste-oeste (positivo para leste)
y	coordenada espacial norte-sul (positivo para norte)
z	coordenada espacial vertical (positivo para cima)

Letras romanas maiúsculas

A	fração da célula de cálculo para a qual a capacidade de infiltração é menor que i
A_{OP}	freqüência absoluta da tabela de contigência (chuva/chuva)
B	parâmetro que depende do tempo e pode ser função da topografia utilizado para cálculo do escoamento superficial

B_{OP}	freqüência absoluta da tabela de contigência (não-chuva/chuva)
C_{dh}	coeficiente de arrasto para o calor que depende da rugosidade e da estabilidade térmica da superfície
C_G	coeficiente térmico do solo
C_{Gsat}	coeficiente de capacidade térmica de saturação do solo
C_{OP}	freqüência absoluta da tabela de contigência (chuva/não-chuva)
C_T	capacidade térmica da superfície
C_V	coeficiente térmico da vegetação
C_1	coeficiente para cálculo de W_g
C_{1sat}	coeficiente para cálculo de C_1
C_2	coeficiente de difusão para cálculo de W_g
C_{2ref}	coeficiente para cálculo de C_2
C_3	coeficiente para cálculo de K_2
C_4	coeficiente de difusão para o cálculo de W_3
C'_4	coeficiente para cálculo de C_4
C_{4b}	coeficiente para cálculo de C'_4
C_{4ref}	coeficiente para cálculo de C'_4
C'_{4ref}	coeficiente para cálculo de C_{4ref}
D	termo de difusão referente à parametrização de sub-grade
D_{OP}	freqüência absoluta da tabela de contigência (não-chuva/não-chuva)
D_q	termo de difusão de hidrometeoros
D_1	difusão entre a camada superficial e de raízes
D_2	difusão entre a camada de raízes e de sub-raízes
E_g	evaporação do solo
E_l	elevação do terreno
E_r	evaporação das partes úmidas das plantas
E_{tr}	transpiração

E_v	evapotranspiração das plantas
E_τ	parâmetro para cálculo de h_r
F_w	fração de vegetação úmida
F_1	fator que mede a influência da fotossíntese
F_2	fator que leva em consideração o efeito da pressão hidráulica na resistência superficial
F_3	fator que representa o efeito do déficit de vapor d'água na atmosfera
F_4	fator que leva em conta a temperatura do ar na resistência superficial
H	fluxo de calor sensível
$H_{\sigma z}$	nível superior do modelo
I	capacidade de infiltração para $W_{wilt} \times d_2 \leq i \leq i_m$
IA	índice de acerto
IAC	índice de acerto com chuva
IAS	índice de acerto sem chuva
IC	índice composto
IFA	índice de falso alarme
I_m	máxima capacidade de infiltração para $W_{wilt} \times d_2 \leq i \leq i_m$
J_d	dia Juliano
K_{sat}	condutividade hidráulica na saturação
K_w	condutividade hidráulica
K_2	drenagem gravitacional da camada de raízes
K_3	drenagem gravitacional da camada de sub-raízes
L	calor latente de evaporação da água
LAI	índice de área folear
LE	fluxo de calor latente
M_{dirfc}	parâmetro para cálculo de τ_{wv}
ME	erro médio

P	precipitação
PD	probabilidade de detecção
P_g	precipitação que atinge o solo
P_q	termo de precipitação ou sedimentação de hidrometeoro
P_{ref}	precipitação de referência
Q_t	calor latente por unidade de massa e de tempo
R	constante dos gases para o ar
R_a	resistência aerodinâmica
R_G	radiação de ondas curtas que atinge o solo
R_{GL}	valor limite da radiação solar que atinge o solo
$RMSE$	raiz do erro quadrático médio
R_n	radiação líquida
R_r	escoamento superficial devido à interceptação de água pelas plantas
R_s	resistência superficial para a evapotranspiração
R_{sfc}	escoamento superficial (<i>runoff</i>)
R_{si}	radiação solar incidente
R_{smax}	resistência superficial para a evapotranspiração máxima
R_{smin}	resistência superficial para a evapotranspiração mínima
R_{sr}	radiação solar refletida
R_{sw}	radiação de ondas curtas
S_q	termo de mudança de estado de hidrometeoro
S_0	constante solar
T	temperatura
T_a	temperatura do ar
T_s	temperatura da superfície
T_2	temperatura média da camada de solo

V_a	velocidade do vento a um dado nível atmosférico
W	conteúdo volumétrico local de água
W_{fl}	umidade de capacidade de campo
W_g	conteúdo volumétrico superficial de água
W_{geq}	umidade quando as forças gravitacionais são equilibradas pela capilaridade
W_l	valor numérico pequeno que limita o valor de C_2 na saturação
W_r	água interceptada e armazenada pelas plantas
W_{rmax}	máxima umidade nas plantas
W_s	fluxo de água na profundidade z
W_{sat}	umidade de saturação
W_{wilt}	umidade no ponto de murchamento
W_2	conteúdo médio volumétrico de água
W_3	conteúdo médio volumétrico de água na camada de sub-raízes
W_2^*	umidade volumétrica para um tempo $t = \tau/C_3$
X	dados observados
Y	dados de previsão gerados pelo modelo
\hat{Y}	reta particular para cálculo de regressão linear
Z	ângulo solar zenital

Letras gregas minúsculas

α	classificação da escala de (ORLANSKI, 1975); albedo total
β	classificação da escala de (ORLANSKI, 1975)
γ	classificação da escala de (ORLANSKI, 1975)
δ	declinação solar
ε_a	emissividade do ar
ε_s	emissividade da superfície da terra

η	variável arbitrária
λ	longitude oeste em graus
μ	comprimento no nível p
π	3.14159265359...
ρ	densidade
ρ_a	densidade do ar
ρ_w	densidade da água líquida
σ	constante de Stefan-Boltzman
σ_z	coordenada vertical que acompanha o terreno
τ	período de um dia contado em segundos
τ_{rg}	função de transmissão
τ_{wv}	transmissividade de vapor de água
ϕ	latitude
ψ	potencial mátrico do solo
ψ_{sat}	potencial mátrico do solo saturado

Letras gregas maiúsculas

Δt	intervalo de tempo
Δx	incremento espacial infinitesimal

Outros símbolos

$\overline{(.)}$	média temporal
------------------	----------------

Resumo

Buscando-se aumentar a acurácia das previsões do modelo numérico atmosférico de mesoescala *Advanced Regional Prediction System (ARPS)* para o Estado do Paraná, algumas modificações foram implementadas no módulo de interações solo-vegetação-atmosfera (*SVAT*) do modelo. Este módulo é responsável pelo balanço de energia na superfície e prescreve algumas das condições de contorno para as equações do modelo. Em uma primeira análise, um estudo da sensibilidade do modelo à inicialização das variáveis de solo foi conduzido. Em seguida, foi acrescentado ao modelo *SVAT* um terceiro nível de solo, um termo de drenagem gravitacional e um termo de escoamento superficial (*ruffnoff*). Finalmente, foi alterada a parametrização da vegetação. Para poder se analisar quantitativamente as previsões do modelo *ARPS*, bem como o impacto das modificações implementadas, foi desenvolvido um sistema de avaliação com o cálculo de vários índices estatísticos para as variáveis de precipitação, pressão atmosférica, temperatura e umidade específica do ar. Dentre as modificações testadas, a que apresentou melhores resultados no aumento da acurácia das previsões, foi a alteração dos parâmetros de vegetação.

Palavras chaves: Modelo de mesoescala, *ARPS*, modelo de interações solo-vegetação-atmosfera.

Abstract

In order to improve the predictive skill of the mesoscale atmospheric model Advanced Regional Prediction System (ARPS) for the State of Paraná, several modifications were made in its soil-vegetation-atmosphere transfer (SVAT) module. This module partitions energy at the surface and prescribes bottom boundary conditions for the atmospheric equations. Firstly, a sensitivity test to the initialization of soil variables was performed. Then, a third soil layer, a gravitational drainage term and a runoff term were added to the SVAT. Finally, the vegetation parameterization was altered. For a quantitative analysis of the ARPS forecasts, as well as the impacts of the modifications, an evaluation system was developed. This was based on the calculation of different skill scores for rainfall, atmospheric pressure, temperature and specific humidity forecasts. Among the modifications tested, the change in vegetation parameterization displayed the greatest impact in improving the forecast accuracy.

Key words: Mesoscale modeling, ARPS, soil-vegetation-atmosphere transfer model.

1 Introdução

A previsão do tempo é um desafio científico de grande relevância para a sociedade. O alerta da aproximação de uma forte tempestade, por exemplo, pode oferecer aos habitantes locais tempo suficiente para que medidas de segurança sejam tomadas. Na agricultura, as previsões do tempo são necessárias para estabelecer as diretrizes no manejo do solo.

Nesse contexto, modelos numéricos de previsão de tempo representam uma ferramenta importante na busca de prognósticos mais acurados.

Desde 2001 o Instituto Tecnológico Simepar utiliza o modelo atmosférico *Advanced Regional Prediction System (ARPS)* (XUE et al., 1995) como uma ferramenta nas previsões de tempo. Nesse período percebeu-se que o ARPS fornecia previsões de temperatura do ar sistematicamente inferiores às temperaturas medidas nas estações telemétricas do Simepar. Essa observação foi a motivação para um estudo mais detalhado do modelo de interações solo-vegetação-atmosfera (*SVAT*), que é o responsável pelo balanço de energia em superfície dentro do modelo ARPS. Uma análise comparativa com os fluxos de calor medidos na estação meteorológica de São Lourenço (VISSOTTO JR., 2003) confirmou a subestimação dos fluxos de calor sensível e a superestimação dos fluxos de calor latente pelo modelo.

Vissotto Jr. (2003) implementou modificações no modelo *SVAT* em um estudo de caso para a estação de São Lourenço, localizada no oeste do Estado do Paraná. As principais modificações foram a inclusão de um terceiro nível de solo, de um termo de drenagem gravitacional e de um termo de escoamento superficial (*runoff*). Conhecendo-se as propriedades físicas do solo e as evaporações diretas do solo para aquela estação, foram

alterados, também, o cálculo do coeficiente de equilíbrio do perfil de umidade do solo e cálculo da umidade relativa do ar na superfície do solo. Foram calibrados os parâmetros de vegetação para dois períodos distintos, um realizado após a colheita de uma plantação de soja e o outro na fase de secamento de uma plantação de milho.

Como essas modificações melhoraram o balanço de energia para a estação de São Lourenço, o presente trabalho tem como objetivo estender algumas alterações estudadas por Vissotto Jr. (2003) para o esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera do modelo ARPS em todo o domínio de cálculo executado no Simepar e avaliar seus impactos nas previsões do tempo no Estado do Paraná.

As modificações implementadas no modelo SVAT para este trabalho foram a inclusão de um terceiro nível de solo (BOONE; CALVET; NOILHAN, 1999), de um termo de drenagem gravitacional (MAHFOUF; NOILHAN, 1996) e de um termo de escoamento superficial (HABETS et al., 1999). Foram feitas execuções sem a inclusão do termo de *runoff* para poder avaliar o seu impacto isolado, pois esse termo é fundamental em eventual acoplamento com um modelo hidrológico. Alterações nos parâmetros de vegetação foram analisadas, porém não foi possível calibrá-las por falta de conhecimento detalhado da vegetação no Estado, que é variável com os ciclos agrícolas. Além dessas modificações, duas inicializações distintas das variáveis de solo foram analisadas.

Para poder se avaliar quantitativamente a acurácia das previsões do modelo, bem como examinar os impactos de cada modificação, foi desenvolvido um sistema de avaliação onde são calculados diversos índices estatísticos para as variáveis prognósticas de precipitação, pressão atmosférica, umidade específica e temperatura do ar.

O presente trabalho está organizado da seguinte forma: o Capítulo 2 apresenta uma breve introdução à meteorologia de mesoescala. O Capítulo 3 apresenta as principais características de modelos atmosféricos e o Capítulo 4 descreve as características peculiares do modelo ARPS. O modelo SVAT original está apresentado no Capítulo 5 e as modificações implementadas estão descritas no Capítulo 6. Os índices de avaliação das previsões do modelo estão descrito no Capítulo 7. Os resultados obtidos estão apresentados no

Capítulo 8 e no último capítulo encontram-se as conclusões finais.

2 Meteorologia de Mesoescala

O problema da representação do escoamento atmosférico em modelos conceituais e numéricos é extremamente complexo, dado que inúmeros processos físicos influenciam diretamente o comportamento da atmosfera. Entre esses processos constam, por exemplo, as trocas de calor e umidade que ocorrem entre a superfície e a atmosfera.

Buscando uma melhor representação da dinâmica atmosférica, é comum os meteorologistas classificarem os movimentos da atmosfera em diferentes escalas espaciais e temporais, dentro das quais os padrões atmosféricos podem ser mais facilmente examinados e compreendidos. Para cada escala de movimento, como por exemplo as escalas macro, meso e micro de Orlanski (1975), a circulação atmosférica apresenta características dinâmicas semelhantes, sendo representada por equações contendo aproximações semelhantes.

Alguns fenômenos de *micro-escala* são bastante perceptíveis, como por exemplo a observação dos vórtices formados pela fumaça do cigarro ou o risco de ser arrastado por um forte vento (ATKINSON, 1981). Esses fenômenos possuem dimensões características que variam desde milímetros a algumas centenas de metros. Outros fenômenos meteorológicos, tais como a formação de nuvens e neblinas, são conhecidos como fenômenos *locais*, com dimensões características de poucos quilômetros. Por outro lado, a introdução de uma rede de estações meteorológicas cobrindo uma ampla região possibilita a identificação de padrões atmosféricos de escala maior. Tais sistemas têm dimensões horizontais características da ordem de 1000 km e são conhecidos como sistemas de *escala sinótica*.

A meteorologia sinótica, incluindo o estudo de ciclones e anticiclones, dominou o campo da meteorologia analítica desde o século XIX até meados década de 1950. A partir

da metade do século XX, os fenômenos sub-sinóticos, considerados até então como “ruídos” da escala sinótica, passaram a ser estudados com mais detalhes, dando origem ao que é conhecido hoje como Meteorologia de Mesoescala (FUJITA, 1986). Desde então, um grande avanço na mesometeorologia foi alcançado pelo uso de redes de observação de mesoescala, satélites, radares Doppler e outros sistemas de observação não convencionais, como aviões instrumentados e perfiladores de vento, além do aumento da capacidade computacional que permitiu a utilização massiva de modelos numéricos de mesoescala. Apesar do enorme avanço nesse campo, as várias definições dos fenômenos de mesoescala ainda são um tanto quanto arbitrárias, como discutido por exemplo em Thunis e Bornstein (1996).

Orlanski (1975) classificou a mesoescala em α , β e γ de acordo com as dimensões horizontais do sistema meteorológico e seu tempo de duração (Figura 1). Essa escala tem sido amplamente utilizada, ainda que não universalmente consagrada. Na Figura 1, a parte central mostra os diferentes processos com suas escalas características espaciais na horizontal - coluna à esquerda, e de tempo - linha superior. A classificação apresentada na linha inferior segue as recomendações do *Committee of Atmospheric Science of the National Academy of Sciences - CAS*. Em geral, classificações baseadas somente na escala do tempo não são muito boas, pois elas permitem que um mesmo processo físico seja classificado em diversas escalas. Pode-se observar ainda nessa figura que, de uma forma geral, quanto menor a escala espacial do fenômeno, menor é a sua duração.

Na escala sinótica, tipicamente a partir da escala meso α de Orlanski (1975), a atmosfera está aproximadamente em equilíbrio hidrostático. Conseqüentemente, nessa escala, os movimentos verticais de ar são fracos se comparados com os movimentos horizontais. Entretanto, isso não é verdadeiro para a escala meso β e especialmente para a escala meso γ de Orlanski (1975). Nessas escalas, as acelerações verticais induzidas por efeito de empuxo, gradientes verticais dinâmicos de pressão, e por efeitos topográficos podem se aproximar ou até mesmo exceder as acelerações horizontais, considerando-se pequenas distâncias.

Como resultado, a meteorologia de mesoescala engloba o estudo de sistemas atmosféricos que possuem uma extensão horizontal grande o suficiente para que a aproximação hidrostática para a distribuição vertical de pressão seja válida, mas pequena o suficiente para que as aproximações de vento gradiente e vento geostrófico sejam inapropriadas para descrever o escoamento atmosférico acima da camada limite planetária (PIELKE, 2002).

Modelos de mesoescala são rotineiramente usados operacionalmente em previsões

Ts Ls	1 MÊS	1 DIA	1 HORA	1 MIN	1 SEG	
10.000 km	Ondas estacionárias	Ondas ultra- longas	Ondas de maré			ESCALA MACRO α
2.000 km			Ondas baroclinicas			ESCALA MACRO β
200 km			Frentes e Fura- ções			ESCALA MESO α
20 km			Jato de baixos níveis noturno Linhas de instab. Ondas inerciais Aglom. convectivos Brisa marít. e lacus			ESCALA MESO β
2 km				Tempo Tempo Tempo Tempo		ESCALA MESO γ
200 m				Tornados Convecção profunda Ondas de gravidade curtas		ESCALA MICRO α
20 m				Rede- moinhos Térmicas Turb. tipo "wake"		ESCALA MICRO β
C.A.S	ESCALA CLIMATOLÓGICA	ESCALA SINÓTICA E PLANETÁRIA	MESO ESCALA	MICRO-ESCALA		DEFINIÇÃO PROPOSTA

Figura 1: Definição de escala e diferentes processos com escalas características de tempo e horizontal (ORLANSKI, 1975).

numéricas do tempo. O presente trabalho mostra um estudo do esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera do modelo de previsão do tempo ARPS e seus impactos nas previsões de mesoescala.

3 Modelos Numéricos Atmosféricos

Em 1922 Lewis F. Richardson tentou realizar o sonho de fazer previsão de tempo baseada na integração numérica das equações básicas de mecânica dos fluidos, as quais governam a circulação atmosférica. Entretanto, sua idéia não teve sucesso naquela época, pois Richardson desconhecia o problema da inicialização balanceada das equações governantes, além de não contar com computadores capazes de realizar esse notável problema numérico (KIMURA, 2002). Somente depois da II Guerra Mundial é que seu sonho pôde ser posto em prática com o incrível desenvolvimento dos computadores, a disponibilização de dados advindos de redes globais de sondagens meteorológicas e com a inicialização adequada das equações governantes (CHARNEY, 1955).

Atualmente os modelos numéricos atmosféricos mais realistas são complexos códigos desenvolvidos para serem executados em computadores de alto desempenho. Essa complexidade é inerente aos complicados processos dinâmicos e físicos representados por tais modelos (PIELKE, 2002).

Entretanto, é necessário mais do que um modelo numérico complexo para prover o desenvolvimento de pesquisas ou guiar de forma confiável os meteorologistas. Além do modelo numérico que reproduza a física da atmosfera, um completo sistema, incluindo técnicas de pré e pós-processamento, é necessário (PERKEY, 1986). Antes de executar um modelo, deve-se avaliar a consistência dinâmica dos dados iniciais e interpolá-los para uma grade computacional. Depois de executado o modelo, os seus resultados devem ser processados para se obter um diagnóstico e prognóstico das informações, bem como visualizações gráficas para que os mesmos possam ser então interpretados. Uma comparação

dos resultados com os dados observados é necessária para se avaliar a acurácia das previsões.

As seções seguintes apresentam as principais características dos modelos numéricos atmosféricos.

3.1 As equações fundamentais

Tipicamente, as equações fundamentais para os modelos numéricos atmosféricos são deduzidas a partir dos princípios de conservação de massa, de quantidade de movimento, de energia termodinâmica e da equação de estado para o ar. Essas são as formas das equações dinâmicas e termodinâmicas que descrevem a atmosfera, e suas deduções podem ser encontradas na maioria dos livros de introdução à meteorologia, como por exemplo em Dutton (1986).

A solução dessas equações pode ser simplificada para uma determinada escala de interesse através do método de *análise de escala*. Essa técnica consiste em estimar a ordem de magnitude de cada termo das equações de conservação usando valores representativos para as variáveis dependentes e as constantes (PIELKE, 2002). Os termos que possuem ordem de magnitude muito inferior aos demais podem ser desprezados, simplificando a solução das equações. As equações 3.1 a 3.7 apresentam uma forma simplificada para sistemas de mesoescala segundo Perkey (1986). O termo de Coriolis, por exemplo, não aparece na Equação 3.3, pois este é desprezível se comparado com os outros termos. A lista de símbolos contém a definição de todas as variáveis utilizadas.

Conservação da quantidade de movimento horizontal:

$$\underbrace{\frac{\partial u}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = -u \underbrace{\frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x}}_{\text{força gradiente de pressão}} + \underbrace{f_c v}_{\text{força de Coriolis}} + \underbrace{D}_{\text{termo de difusão}}, \quad (3.1)$$

$$\underbrace{\frac{\partial v}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = - \underbrace{u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y}}_{\text{força gradiente de pressão}} + \underbrace{f_c u}_{\text{força de Coriolis}} + \underbrace{D}_{\substack{\text{termo de difusão}}} \quad . \quad (3.2)$$

Conservação da quantidade de movimento vertical:

$$\underbrace{\frac{\partial w}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = - \underbrace{u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z}}_{\text{força gradiente de pressão}} + \underbrace{g}_{\text{aceleração da gravidade}} + \underbrace{D}_{\substack{\text{termo de difusão}}} \quad . \quad (3.3)$$

Conservação de energia:

$$\underbrace{\frac{\partial T}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = - \underbrace{u \frac{\partial T}{\partial x} - v \frac{\partial T}{\partial y} - w \frac{\partial T}{\partial z}}_{\text{advecção}} + \underbrace{\frac{1}{c_p} Q_t}_{\text{termo diabático}} + \underbrace{\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial p}{\partial t} + \frac{1}{\rho c_p} u \frac{\partial p}{\partial x} + \frac{1}{\rho c_p} v \frac{\partial p}{\partial y} + \frac{1}{\rho c_p} w \frac{\partial p}{\partial z}}_{\text{contribuição adiabática}} + \underbrace{D}_{\text{termo de difusão}} \quad . \quad (3.4)$$

Conservação de hidrometeoros:

$$\underbrace{\frac{\partial q}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = - \underbrace{u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - w \frac{\partial q}{\partial z}}_{\text{advecção}} + \underbrace{P_q}_{\text{precip./ sedim.}} + \underbrace{D_q}_{\text{difusão}} + \underbrace{S_q}_{\text{mudança de estado}} \quad . \quad (3.5)$$

Conservação da massa:

$$\underbrace{\frac{\partial \rho}{\partial t}}_{\text{variação local temporal}} = - \underbrace{u \frac{\partial \rho}{\partial x} - v \frac{\partial \rho}{\partial y} - w \frac{\partial \rho}{\partial z}}_{\text{advecção}} - \rho \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad . \quad (3.6)$$

Lei do gás ideal (equação de estado para o ar¹):

$$p = \rho R T. \quad (3.7)$$

¹A equação 3.7 é a equação de estado para o ar seco. Na verdade, modelos numéricos atmosféricos utilizam a equação de estado para o ar úmido, levando-se em consideração a influência do vapor d'água e de elementos condensados na densidade do ar.

O modelo de previsão do tempo ARPS contém uma equação adicional para a energia cinética turbulenta.

3.2 Sistema de coordenadas

As equações 3.1 a 3.6 estão representadas em um sistema de coordenadas x , y e z perpendiculares entre si em qualquer ponto considerado. Essa representação, entretanto, nem sempre é a mais adequada. A coordenada vertical, por exemplo, pode ser definida pela altitude, pressão ou qualquer outra função monotônica com a altura. Essa escolha determina a forma das equações fundamentais a serem resolvidas numericamente, que apesar de apresentarem uma forma matemática diferente, representam os mesmos processos dinâmicos e físicos descritos em 3.1 a 3.7.

Atualmente, a maioria dos modelos atmosféricos usam uma coordenada vertical que é função da pressão ou da altitude. A grande vantagem de se utilizar a altitude é que esta não é variável com o tempo, como é o caso da pressão. Em modelos de mesoescala, uma coordenada vertical muito utilizada, a qual é baseada na altitude, denomina-se σ_z e é definida por:

$$\sigma_z = \left(\frac{z - El}{H_{\sigma z} - El} \right) H_{\sigma z}, \quad (3.8)$$

onde z é a altura acima do nível do mar, $H_{\sigma z}$ é o nível superior do modelo e El é a elevação do terreno. Geralmente chamados de σ , coordenadas que acompanham o terreno permitem simplificar o tratamento das condições de contorno inferior em modelos que contêm topografia, com os níveis do modelo não interceptando a superfície da terra. A coordenada σ , entretanto, apresenta uma desvantagem no cálculo da força do gradiente de pressão, o qual é efetuado pela diferença entre dois termos que têm sinais contrários e grande magnitude. Para se determinar esses dois termos e assim obter a força do gradiente de pressão resultante, é preciso calculá-los com um alto nível de precisão (PERKEY, 1986). Além disso, quando o incremento da coordenada vertical ($\Delta\sigma$) é muito menor que os incrementos das coordenadas horizontais Δx e Δy , a interpolação necessária para definir

os gradientes nas direções x e y introduz erros significativos (PIELKE, 2002).

Horizontalmente, as equações são baseadas em uma grade $x - y$ adaptada para a projeção da Terra, a qual considera o seu formato esférico, ou em uma grade $latitude - longitude$, a qual considera a convergência das linhas de longitude nos pólos (PERKEY, 1986).

3.3 Estruturas de grade

Em modelos numéricos atmosféricos, o espaçamento de grade - distância entre dois pontos adjacentes do domínio discretizado - deve ser determinado pela menor escala associada ao fenômeno de interesse. É desejável que o comprimento de onda da onda mais curta a ser estudada seja de 4 a 6 vezes maior que o espaçamento de grade utilizado, a fim de reduzir os erros numéricos de truncamento na propagação de ondas e advecção (ROSS, 1986). Se tivermos, por exemplo, um espaçamento de grade de 50 km, o modelo será adequado para analisar fenômenos maiores ou iguais a 200 km.

À medida que diminui-se o espaçamento de grade, há uma aumento na demanda computacional, pois o modelo precisa calcular valores para um maior número de pontos. Portanto, para uma dada capacidade computacional, se for necessário diminuir o espaçamento de grade, dever-se-á também reduzir o domínio de cálculo do modelo.

As razões entre os espaçamentos horizontais e verticais deverão ser consistentes com as escalas dos fenômenos físicos de interesse. Se a consistência não for mantida, modelos de previsão com um pequeno espaçamento em apenas uma das dimensões poderão fornecer resultados piores do que modelos com menores resoluções, porém consistentes.

3.4 Discretização espacial e temporal

A presença de termos não-lineares faz com que uma solução analítica não seja possível de ser encontrada para as equações fundamentais em sua forma completa. Embora a atmosfera e as equações que representam suas circulações sejam contínuas, para se obter

uma solução dessas equações diferenciais parciais, faz-se necessário reescrevê-las na forma discreta, como por exemplo, de diferenças finitas. A discretização é feita tanto no espaço, quanto no tempo. Essas aproximações numéricas introduzem erros que devem ser considerados.

Os termos de advecção espacial, gradiente de pressão e difusão nas equações fundamentais contêm derivadas parciais em relação ao espaço. Essas derivadas contínuas podem ser representadas na forma discreta de diferenças finitas. Essa metodologia está descrita a seguir.

A expansão em séries de Taylor para uma dada função f é dada por:

$$f(x \pm \Delta x) = f(x) \pm \Delta x \frac{\partial f(x)}{\partial x} + \frac{(\Delta x)^2}{2!} \frac{\partial^2 f(x)}{\partial x^2} \pm \frac{(\Delta x)^3}{3!} \frac{\partial^3 f(x)}{\partial x^3} + \dots \quad (3.9)$$

Escolhendo-se um Δx positivo, ou seja, um ponto a jusante, isolando o termo $\frac{\partial f(x)}{\partial x}$ e desprezando os termos de Δx com potências iguais ou superiores a 2, temos:

$$\frac{\partial f(x)}{\partial x} \approx \frac{f(x + \Delta x) - f(x)}{\Delta x} = \frac{\Delta f(x)}{\Delta x}. \quad (3.10)$$

Essa aproximação é conhecida por *DDS - Downstream Differencing Scheme*. Assim a derivada primeira de uma variável η pode ser aproximada como:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} \approx \frac{\Delta \eta}{\Delta x} = \frac{\eta_{i+1} - \eta_i}{x_{i+1} - x_i}, \quad (3.11)$$

onde Δx representa a distância entre um ponto da grade e o seguinte, e o índice $i + 1$, o valor da variável no ponto $i + 1$ da grade. Essa aproximação pode ser considerada, por definição, de primeira ordem, pois todos os termos de Δx com potência superior a 1 foram desprezados.

Tal aproximação pode ser melhorada escolhendo-se um ponto a jusante e outro a montante. Desenvolvendo a Equação 3.9 para $-\Delta x$ e $+\Delta x$, e somando-se estas parcelas, temos a seguinte expressão:

$$\frac{\partial \eta}{\partial x} \approx \frac{\eta_{i+1} - \eta_{i-1}}{2\Delta x} = \frac{\eta_{i+1} - \eta_{i-1}}{x_{i+1} - x_{i-1}}. \quad (3.12)$$

Essa aproximação é denominada *CDS-2 - Central Differencing Scheme*, onde o índice 2 indica que esta aproximação é de ordem 2. Note que quanto menor a distância entre os pontos da grade, menor será o erro de discretização, porém será exigido um maior esforço computacional.

Quanto maior a ordem da aproximação, melhor será a acurácia, porém algumas dificuldades são introduzidas. Para aproximações que utilizam vários pontos, não é possível calcular os pontos próximos ao contorno, o que acarretaria em condições de contorno mais complicadas. Apesar dessas dificuldades, aproximações de ordens elevadas são utilizadas em muitos modelos.

As aproximações para as derivadas com relação ao tempo são similares às discretizações espaciais. Para o caso de considerarmos um tempo a frente, temos:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \approx \frac{\Delta \eta}{\Delta t} = \frac{\eta_{n+1} - \eta_n}{t_{n+1} - t_n}, \quad (3.13)$$

onde n indica a evolução no tempo. Para a aproximação com diferença central (CDS-2), temos a relação:

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} \approx \frac{\eta_{n+1} - \eta_{n-1}}{2\Delta t} = \frac{\eta_{n+1} - \eta_{n-1}}{t_{n+1} - t_{n-1}}. \quad (3.14)$$

Note que na Equação 3.14, um estágio de tempo adicional deve ser conhecido para que a aproximação possa ser feita. Além disso, esta requer um maior esforço computacional que a primeira. Porém, quanto maior a ordem da aproximação, melhor a acurácia (PERKEY, 1986).

3.5 Parametrização dos processos físicos

As equações fundamentais representam os movimentos e transportes atmosféricos englobando desde os maiores vórtices na esfera global até os menores vórtices que contribuem para a dissipação molecular. Não existe, porém, um sistema observational ou de modelagem numérica capaz de resolver todas as escalas da circulação atmosférica (COTTON, 1986). Assim, depois de selecionada a escala de interesse e verificadas as limitações com-

putacionais e de custos, define-se o tamanho da grade a ser utilizada. Processos físicos importantes ocorrendo em escalas menores do que aquelas resolvidas por essa grade devem ser parametrizados, ou seja, seus efeitos devem ser incluídos na formulação das equações de forma estatística, embora os detalhes de suas circulações não possam ser resolvidos individualmente.

3.6 Assimilação de dados e inicialização

A assimilação de dados consiste da utilização de toda informação observacional disponível dentro do domínio do modelo como uma componente no processo de geração de uma condição inicial para o mesmo. Como os dados observados são interpolados para os pontos da grade do modelo, erros de aproximação são gerados.

O objetivo geral da inicialização é traduzir um determinado estado atmosférico em uma representação numérica capaz de ser absorvida pelo modelo atmosférico, eliminando dados que possam ser interpretados como ruídos dos fenônemos que se deseja representar. Além disso, a leitura de uma variável específica pode parecer boa individualmente, mas dinamicamente inconsistente com as outras variáveis. Assim um sistema de inicialização adequado é aquele que promove um balanceamento dinâmico entre as variáveis (HOVER-MALE, 1986), como por exemplo entre os campos de massa e vento.

Para simulações de ondas baroclinicas em escala sinótica, uma boa representação do estado inicial da atmosfera pode ser obtida através de uma rede observacional de superfície, radiosondas e dados de satélites. Entretanto, a resolução horizontal desse conjunto de dados é suficiente apenas para resolver aqueles padrões atmosféricos de freqüência mais baixa em mesoescala.

Os processos de inicialização que supõem um balanço geostrófico são adequados para modelos em escala sinótica. Entretanto, essa suposição deixa de ser válida a medida que a escala horizontal do fenômeno decresce (ROSS, 1986). Quando sistemas convectivos estão presentes nas condições iniciais, atenção especial deve ser dada à especificação dos efeitos

do aquecimento e resfriamento latente na inicialização.

3.7 Condições de contorno

Como para qualquer modelo numérico de área limitada, uma vez o domínio do modelo atmosférico sendo definido, faz-se necessário especificar os valores das variáveis dependentes nas fronteiras inferior, superior e laterais do mesmo.

Em modelos numéricos atmosféricos é conveniente considerar as condições de contorno laterais, superiores e inferiores separadamente. Devido ao domínio finito desses modelos, as superfícies limítrofes superiores e laterais são incorporadas somente pela necessidade computacional. Na superfície inferior, entretanto, há transferências de propriedades físicas, como calor e umidade, através da interface. Essas transferências são de fundamental importância nas circulações de mesoescala (PIELKE, 2002).

Devido a essa importância, o presente trabalho propõe um estudo do esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera (*SVAT*), responsável pelo balanço de energia em superfície do modelo de previsão de tempo ARPS, e a avaliação dos seus impactos nas previsões geradas por esse modelo.

4 O Modelo ARPS

O modelo atmosférico tridimensional não-hidrostático e plenamente compressível denominado *Advanced Regional Prediction System (ARPS)* é desenvolvido pelo Centro de Análises e Previsões de Tempestades (CAPS) na Universidade de Oklahoma (XUE et al., 1995, 2001, 2003; XUE; DROEGEMEIER; WONG, 2000). Este modelo foi concebido desde o princípio para servir como um sistema apropriado para previsão numérica do tempo em escala convectiva e outras escalas atmosféricas, e também como uma ferramenta numérica para pesquisas básicas e aplicadas (XUE; DROEGEMEIER; WONG, 2000). A versão 4.5.2 foi utilizada para o desenvolvimento deste trabalho.

O desenvolvimento de um modelo hidrodinâmico é uma tarefa árdua que consome dezenas de milhares de horas de trabalho de várias pessoas por um período de anos ou até mesmo décadas. O modelo ARPS possui algumas características que facilitam a compreensão, compilação e possíveis modificações no complexo código computacional:

- Estrutura do código modular;
- Ampla documentação externa e interna ao código, incluindo tutoriais;
- Estrutura do código que abrange várias classes de arquiteturas paralelas;
- Uso de Fortran;
- Adaptável para fenômenos de várias escalas;
- Contém pacote de assimilação de dados adequado para mesoescala e escala convectiva;

- Rapidamente otimizado para qualquer sistema computacional.

A seguir estão listadas as características funcionais básicas do modelo ARPS, versão 4.5.2, segundo Xue et al. (1995):

- *Equações* - Não-hidrostáticas e plenamente compressíveis;
- *Sistema de coordenadas* - Coordenadas generalizadas que acompanham o terreno (σ_z), com espaçamentos iguais nas direções x e y e espaçamento da grade na direção vertical variável para melhorar a resolução próximo à superfície;
- *Geometria* - Configurações 1-D, 2-D e 3-D;
- *Variáveis prognósticas* - Componentes cartesianas de vento, temperatura, pressão atmosférica, energia cinética turbulenta, razões de mistura de vapor de água, água de nuvem, água de chuva, gelo de nuvem, neve e granizo;
- *Discretização espacial* - Esquema conservativo de segunda e quarta ordem em diferenças finitas. Grade Arakawa C;
- *Discretização temporal* - Esquema implícito e explícito (*leapfrog*) de segunda ordem;
- *Condições iniciais* - Horizontalmente homogêneo ou utilizando dados externos tridimensionais não-homogêneos;
- *Condições de contorno laterais* - Periódicas, rígidas, gradiente zero ou externamente forçadas;
- *Amortecimento da divergência* - Existe uma opção de amortecimento da divergência para o controle de oscilações acústicas;
- *Condições de contorno superiores e inferiores* - Rígidas, gradiente zero, periódicas, e condição de radiação na parte superior usando a camada de absorção de *Rayleigh*;
- *Sistema de referência em rotação* - Opções para várias formulações de Coriolis;

- *Translação do domínio* - Realizada de forma automática ou especificada pelo usuário;
- *Aninhamento de grades* - Possibilidade de aninhar grades com diversas localizações e orientações;
- *Escala da turbulência* - Opções para os modelos de fechamento de primeira ordem de Smagorinski-Lilly, formulação de energia cinética turbulenta de ordem 1,5;
- *Parametrização de cumulus* - Kuo e Kain-Fritsch;
- *Modelo de solo* - Dois níveis de solo difusivo com equações de balanço de energia na superfície;
- *Radiação de ondas longas e ondas curtas* - Inclui uma componente relacionada ao balanço de energia na superfície. A interação da radiação direta com as nuvens ainda não foram incluídas;
- *Terreno* - Dados de terreno com 1 km de resolução;
- *Compilação* - A compilação de todos os programas é feita através de um *script shell* pelo comando *make*.

Tem sido feito um grande esforço no sentido de adequar o modelo ARPS às condições específicas encontradas no Brasil, buscando informações relacionadas às características de topografia, solo, vegetação e ocupação do solo. No Simepar esse modelo está implementado dentro de uma suíte operacional robusta, dentro da qual, além das execuções automáticas do modelo, está contido todo o processo de busca de dados para a alimentação do mesmo com as condições iniciais e de contorno e o pós-processamento necessário para a visualização dos resultados.

Duas grades aninhadas são utilizadas operacionalmente no Simepar. A primeira, denominada *grade externa* é constituída de uma distribuição horizontal de 93 x 93 pontos com espaçamento de 50 km entre eles, com o centro de longitude igual a $-63,0^{\circ}$ e latitude

$-30,0^{\circ}$. Essa grade possui 35 níveis verticais, sendo que o primeiro ponto está localizado 120 m acima da superfície. O objetivo principal dessa grade é a assimilação do modelo global e de dados observacionais para a geração da condição inicial e de contorno para a *grade interna*. A grade interna também é constituída de 93 x 93 pontos, porém espaçados de 16 km e com centro de longitude igual a $-52,4^{\circ}$ e latitude $-25,1^{\circ}$. Esta grade é composta de 35 níveis verticais, como na grade externa, porém o primeiro ponto está localizado a 40 m acima da superfície. Os domínios de abrangência das duas grades estão apresentados nas Figuras 2(a) e 2(b).

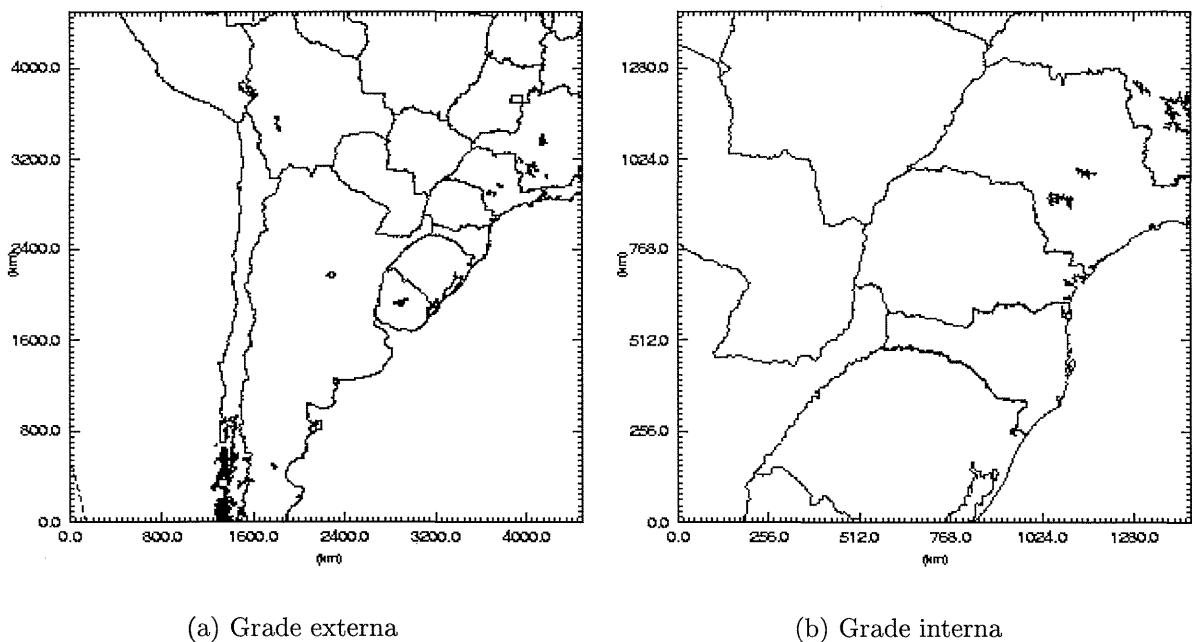


Figura 2: Domínios horizontais operacionais do modelo ARPS no Simepar

4.1 Pré-processamento

O pré-processamento do modelo ARPS refere-se aos dados de topografia, superfície, condições iniciais e de contorno.

Para a caracterização da topografia foram utilizados os arquivos fornecidos pelo NCAR (*National Center for Atmospheric Research*). Para a grade externa, as cotas nos pontos de grade foram geradas com a utilização do programa *arpstrn*, que é parte integrante do

programa ARPS, o qual obtém os dados de um arquivo com resolução de 5 minutos. Para a grade interna foi utilizado o programa *arpstern*, também integrante do ARPS, o qual utiliza arquivos com 1 grau, 5 minutos e 30 segundos, permitindo melhores resoluções.

Os arquivos de superfície são gerados a partir de arquivos de solo, de vegetação e NDVI - *Normalized Difference Vegetation Index*. Os arquivos de vegetação e NDVI são fornecidos respectivamente pela NOAA (*U. S. National Oceanic and Atmospheric Administration*), com uma resolução de 10 minutos, e pelo USGS (*United States Geological Survey*), com uma resolução de 1 km. A Tabela 1 apresenta os 14 tipos de vegetação que constituem a classificação do modelo ARPS.

Para os arquivos de classificação de solos, a NOAA fornece dados com uma resolução

Tabela 1: Classificação da vegetação do modelo ARPS

Código	Tipo de vegetação
1	Deserto
2	Tundra
3	Pastagem
4	Pastagem com arbustos
5	Pastagem com árvores
6	Floresta decídua
7	Floresta temperada
8	Floresta tropical
9	Gelo
10	Agricultura
11	Pântanos
12	Arbustos pequenos
13	Semi-deserto
14	Água

de 10 minutos e a FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) fornece dados com 2 km de resolução com uma classificação de mais de 200 tipos de solos, os quais devem ser adaptados para uma resolução de 1 km e 13 tipos de solo que constituem a classificação do modelo ARPS (Tabela 2).

Para a geração da condição inicial e condições de contorno são utilizadas as soluções do modelo espectral de circulação global do NCEP (*National Centers for Environmental*

Tabela 2: Classificação de solo do modelo ARPS

Código	Tipo de solo
1	Areia
2	Areno franco
3	Franco arenoso
4	Franco siltoso
5	Franco
6	Franco Argila arenosa
7	Franco Argila siltosa
8	Franco argiloso
9	Argila arenosa
10	Argila siltosa
11	Argila
12	Gelo
13	Água

Prediction) denominado AVN¹ (*Aviation Run*). Outra tentativa foi desenvolvida buscando obter os dados dos modelos do CPTEC (*Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos*), porém os dados do AVN têm resolução melhor, apresentam maior número de níveis e são disponibilizados com uma antecedência de algumas horas em relação ao CPTEC, mostrando-se mais adequados à previsão operacional de mesoescala.

Com o objetivo de melhorar os campos de inicialização do ARPS e, consequentemente, as previsões em mesoescala do modelo, uma série de dados observados são assimilados. Para tanto é utilizado um programa que faz parte do pacote do ARPS, o *ARPS Data Assimilation System (ADAS)*. No ADAS são analisadas cinco variáveis: componentes de velocidade horizontal do vento, temperatura, temperatura do ponto de orvalho e pressão atmosférica. Atualmente são assimilados dados de superfície e sondagens.

Os dados de superfície assimilados pelo modelo ARPS no Simepar são provenientes de duas redes de observações: as estações telemétricas do Simepar e a rede de METAR (INFRAERO). A rede de estações telemétricas do Simepar apresenta uma grande densidade de informações, porém restringe-se ao estado do Paraná. Em função disso, a assimilação destes dados é realizada exclusivamente na grade interna. Para que essa assimilação fosse

¹A partir de outubro de 2002 o modelo global AVN passou a ser denominado GFS - *Global Forecast System*.

possível, foi necessário o desenvolvimento de códigos que pudessem acessar diretamente o banco de dados do Simepar gerando arquivos no formato padrão LAPS (*Local Analysis and Prediction System*), que pode ser lido pelo ADAS. Já a rede de dados METAR está distribuída em aeroportos do mundo inteiro, o que faz com que seja bastante proveitosa sua assimilação em ambas as grades. A assimilação desses dados é realizada com auxílio de códigos desenvolvidos para decodificar e formatar os mesmos em arquivos padrão LAPS. Pode-se visualizar nas Figuras 3(a) e 3(b) as localizações das estações do METAR e das telemétricas respectivamente, que estão sendo utilizadas para a assimilação.

Além da assimilação dos dados de superfície, foram adaptados alguns programas do

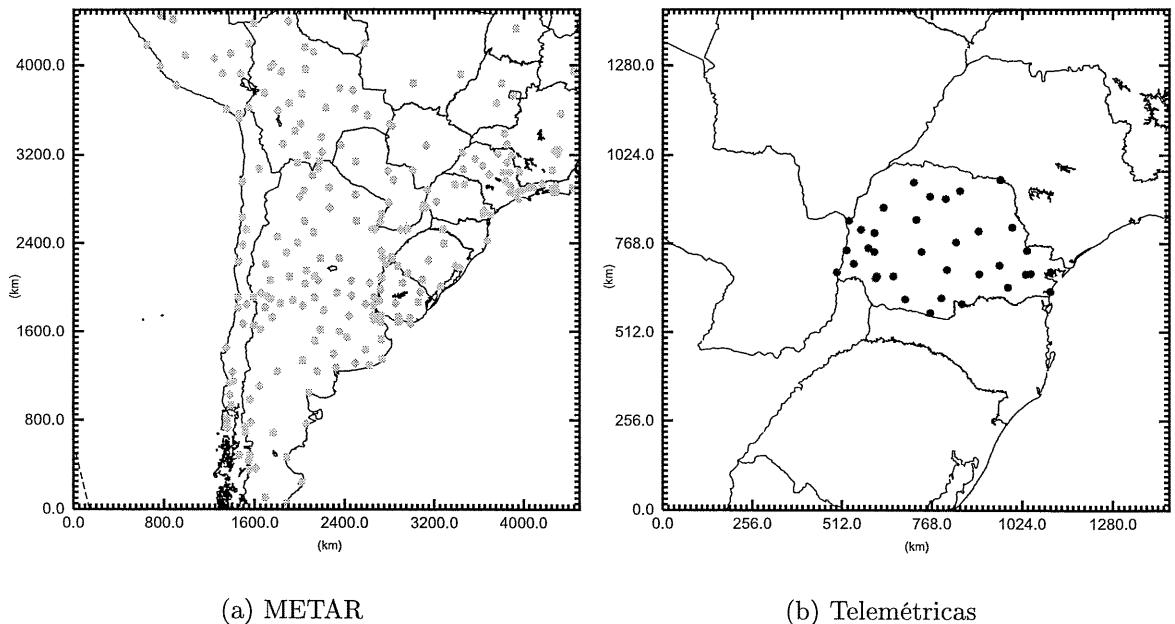


Figura 3: Localização das estações de superfície utilizadas para assimilação de dados

projeto Unidata (<http://www.unidata.ucar.edu>) para aquisição e formatação de dados de radiossondagens. Esses dados são assimilados através do programa ADAS tanto na grade externa, quanto na interna.

4.2 Suíte operacional

A suíte operacional desenvolvida constitui-se de uma série de *scripts* que realizam todo o processo de execução de forma automática. O fluxograma desse processo está apresentado na Figura 4. Duas vezes por dia, a primeira às 9:00 (12:00 UTC) e a segunda às 21:00 (00:00 UTC), o processo é iniciado buscando os dados disponibilizados pelo NCEP via FTP (*File Transfer Protocol*). Uma vez que esses dados estejam gravados em disco e que a integridade dos arquivos esteja confirmada, são obtidos os arquivos com dados do METAR e radiossondagens. Em seguida são agrupados os dados das telemétricas do Simepar. Os dados da condição inicial e de contorno são então preparados e verificados pelo ADAS para a grade externa. Depois de executado o modelo para a grade externa com as condições de contorno inseridas a cada 3 horas, são preparados os arquivos de inicialização para a grade interna e verificados pelo ADAS. Depois de terminada a execução da grade interna, é feito o pós-processamento. A execução das 00 UTC fornece previsão de 48 horas, enquanto a das 12 UTC, de 36 horas.

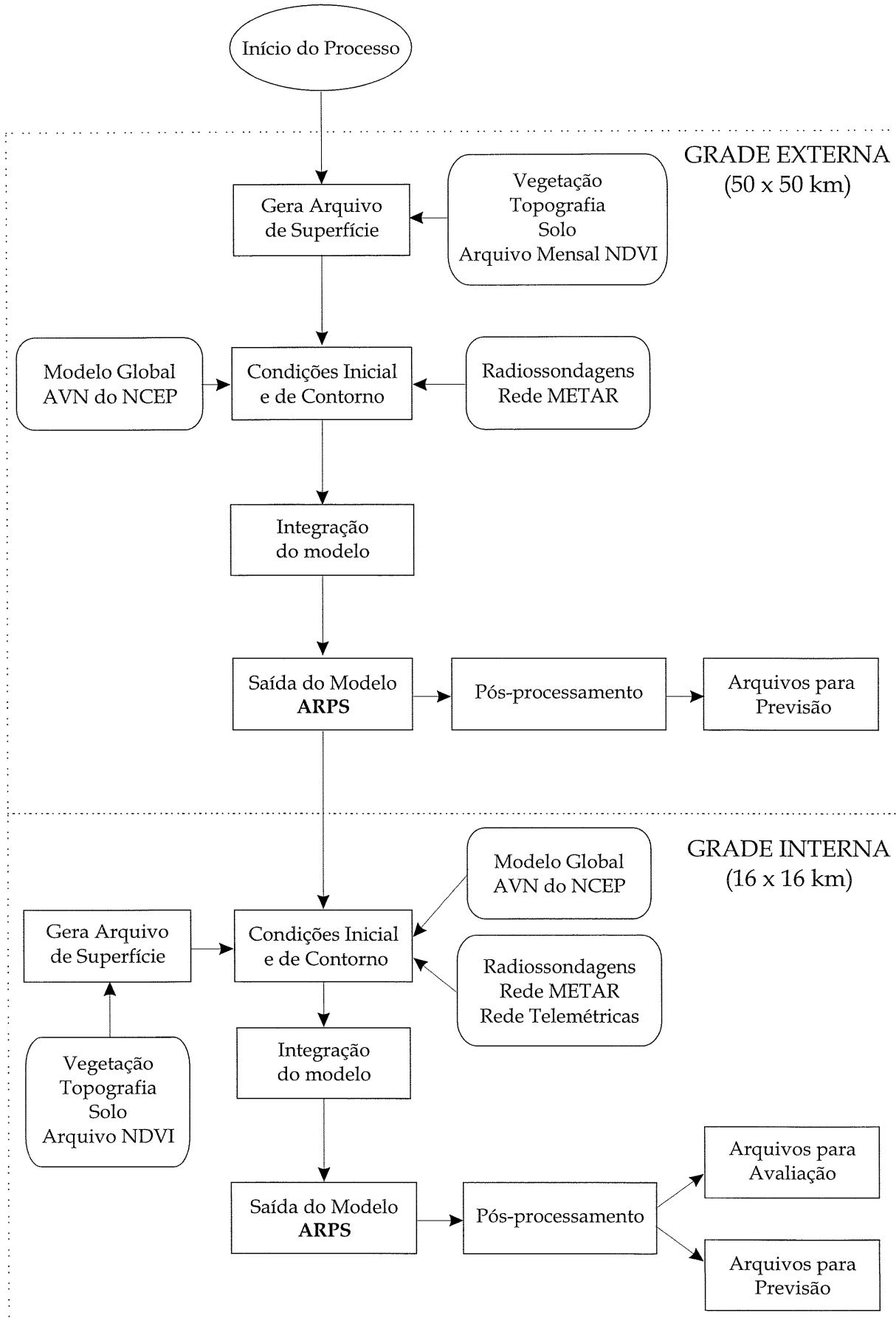


Figura 4: Fluxograma de funcionamento da suíte operacional do modelo ARPS

5 O Modelo de Transferência Solo-Vegetação-Atmosfera

Vários processos físicos que ocorrem na superfície da Terra afetam o balanço de energia. Por exemplo, a energia solar que atinge a superfície pode tanto ser absorvida quanto refletida, com essa partição dependendo do albedo da superfície considerada. Parte da energia absorvida é utilizada para aquecer a superfície - calor sensível - e a outra parte é consumida por processos de evaporação - calor latente. Portanto, a evolução do campo de temperatura à superfície é controlada pela partição da energia absorvida em fluxos de calor latente e sensível, a qual é influenciada, dentre outros fatores, pelos diferentes tipos de solo e de vegetação.

Assim, a variação horizontal das características da superfície é responsável pela geração de muitas circulações de mesoescala. Em uma escala mais ampla, mudanças nas condições da superfície da terra ao longo do tempo, seja de origem antropogênica ou natural, podem causar mudanças climáticas substanciais, tais como desertificação. Devido à crucial importância da superfície nos sistemas atmosféricos de mesoescala, as interações entre a superfície-atmosfera devem ser representadas da forma mais acurada possível.

O modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera utilizado no modelo ARPS é baseado no modelo desenvolvido por Noilhan e Planton (1989), que posteriormente foi denominado de *ISBA - Interactions between Soil, Biosphere and Atmosphere*.

Esse modelo foi desenvolvido buscando-se reduzir ao máximo o número de parâmetros, preservando-se porém, os mecanismos que controlam os balanços de água e energia da superfície.

As cinco variáveis prognósticas calculadas por esse modelo são, a saber, temperatura da superfície T_s , representando tanto a superfície do solo quanto a vegetação; temperatura média da camada de solo T_2 ; conteúdo volumétrico superficial de água W_g ; conteúdo médio volumétrico de água W_2 e a água interceptada e armazenada pelas plantas W_r . Essas variáveis estão relacionadas pelo seguinte sistema de equações diferenciais:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(W_g - W_{geq}) \quad (5.3)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - E_g - E_{tr}) \quad (5.4)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - E_r - R_r \quad (5.5)$$

onde C_T é a capacidade térmica da superfície, R_n é a radiação líquida, H e LE são os fluxos de calor sensível e latente respectivamente, e τ representa o período de um dia contado em segundos. P_g é a precipitação que atinge o solo, E_g é a evaporação no solo e E_{tr} é a transpiração das plantas. A densidade da água líquida é representada por ρ_w e as profundidades das camadas de solo por d_1 e d_2 . Os coeficientes C_1 e C_2 variam de acordo com o tipo de solo, bem como o valor da umidade W_{geq} quando as forças gravitacionais são equilibradas pela capilaridade. E finalmente na Equação 5.5, veg representa a fração de vegetação, P a taxa de precipitação, E_r a evaporação direta e R_r o *runoff* devido à interceptação de água pelas plantas. O parâmetro veg é determinado pela análise de bases cartográficas (arquivos NDVI e de vegetação descritos no capítulo 4.1).

As equações para W_g e W_2 são obtidas pelo método *force-restore* aplicado por Dear-dorff (1977) para as umidades do solo.

A obtenção de cada um dos parâmetros e fluxos será descrita nas seções seguintes.

Para uma compreensão mais clara do funcionamento do modelo, as Figuras 5(a) e 5(b) mostram respectivamente o esquema do modelo ISBA e as variáveis utilizadas.

Nas Figuras 5(a) e 5(b), R_{si} é a radiação solar incidente e R_{sr} a refletida. D_1 repre-

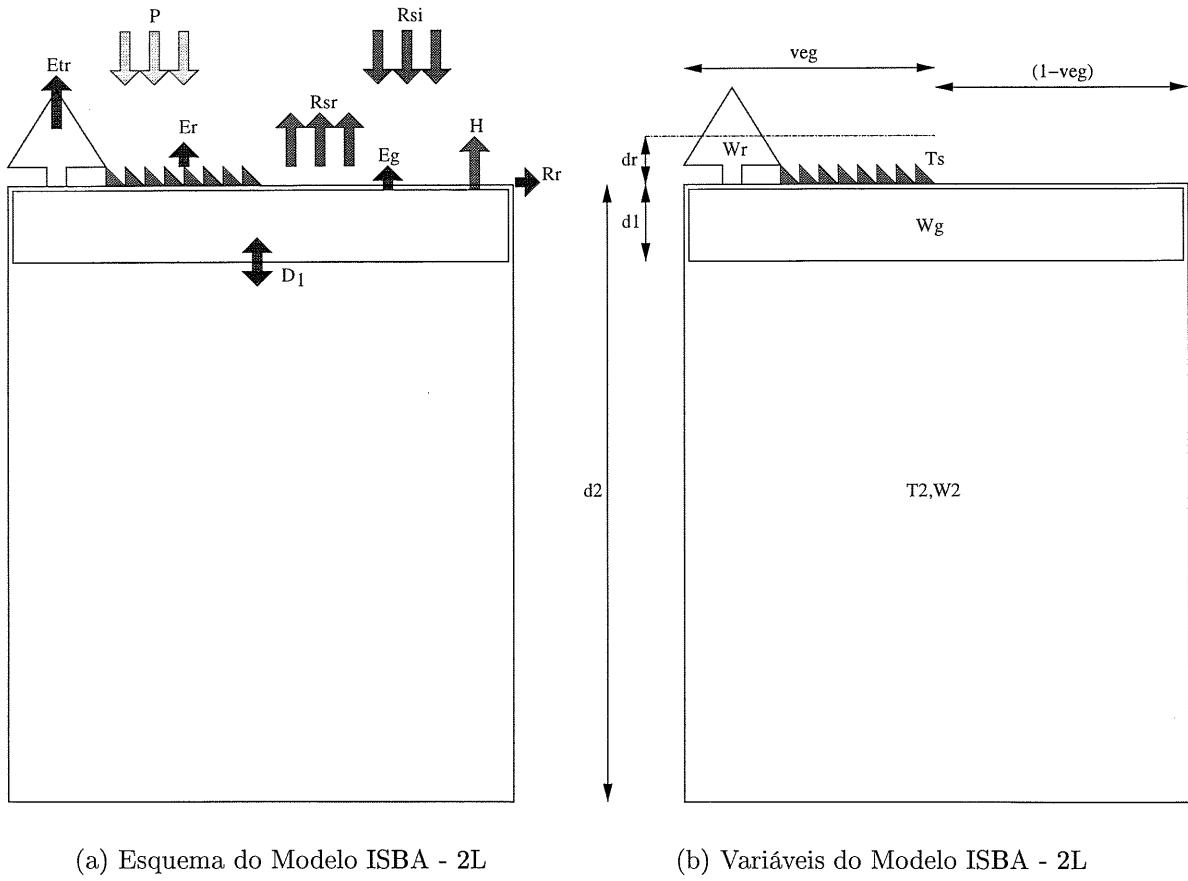


Figura 5: Modelo ISBA - 2L (VISSOTTO JR., 2003)

senta a difusão entre as camadas e equivale ao segundo termo do lado direito da Equação 5.3.

A especificação da textura dos tipos de solo é de fundamental importância para se determinar as propriedades dos solos e com isso se ajustar os coeficientes de parametrização utilizados nas equações. Noilhan e Planton (1989) adotaram a classificação do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos - *USDA*, apresentada em Cosby et al. (1984).

5.1 Coeficiente de capacidade térmica - C_T

Segundo Noilhan e Planton (1989), o coeficiente de capacidade térmica da superfície é dado por:

$$C_T = \frac{1}{\left(\frac{1-veg}{C_G} + \frac{veg}{C_V}\right)}, \quad (5.6)$$

onde $C_V = 10^{-3} \text{ Km}^2 \text{J}^{-1}$ é o coeficiente térmico da vegetação e C_G o coeficiente térmico do solo, dado pela seguinte expressão:

$$C_G = C_{Gsat} \left(\frac{W_{sat}}{W_2} \right)^{b/(2 \ln 10)}, \quad (5.7)$$

sendo o coeficiente de capacidade térmica de saturação do solo C_{Gsat} , a umidade de saturação W_{sat} e a inclinação da curva de retenção do solo b dependentes da textura do solo. Os coeficientes C_{Gsat} e b estão tabelados em Noilhan e Planton (1989) e W_{sat} em Mahfouf e Noilhan (1996). Estes valores estão reproduzidos na Tabela 3 deste trabalho.

Tabela 3: Coeficientes para o cálculo de C_T

Tipo de Solo	$C_{Gsat}(10^{-6})$	b	W_{sat}
Areia	3,222	4,05	0,395
Areno franco	3,057	4,38	0,410
Franco arenoso	3,560	4,90	0,435
Franco siltoso	4,418	5,30	0,485
Franco	4,111	5,39	0,451
Franco Argila arenosa	3,670	7,12	0,420
Franco Argila siltosa	3,593	7,75	0,477
Franco argiloso	3,995	8,52	0,476
Argila arenosa	3,058	10,40	0,426
Argila siltosa	3,729	10,40	0,482
Argila	3,600	11,40	0,482

5.2 Radiação líquida - R_n

No cálculo do balanço de energia, uma das formulações propostas pelo modelo ARPS para o cálculo do fluxo de radiação líquida para céu claro é dada por:

$$R_n = R_{sw}(1 - \alpha) - \varepsilon_s \sigma T_s^4 + \varepsilon_a \sigma T_a^4, \quad (5.8)$$

onde ε_s é a emissividade da superfície da terra e $\varepsilon_a = 0,725 + 0,17 \log_{10}(W_p)$ é a emissividade do ar, sendo W_p a água precipitável, dada pela integral na vertical de todas as razões de mistura. $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$ é a constante de Stefan-Boltzman, T_a é a temperatura do ar a 40 mb acima da superfície, T_s é a temperatura na superfície e α é o albedo total.

O primeiro termo do lado direito da Equação 5.8 representa as radiações de ondas curtas, seguido pelos termos de radiação de ondas longas ascendentes e descendentes.

O albedo total, para qualquer formulação de radiação utilizada pelo modelo ARPS, é determinado pela soma do albedo dependente da inclinação solar (α_z) e do albedo dependente das condições da superfície (α_s). α_z é dado por:

$$\alpha_z = 0,01 \left[\exp(0,003286Z^{1,5}) - 1 \right], \quad (5.9)$$

sendo Z o ângulo solar zenital. α_s é dado por:

$$\alpha_s = \begin{cases} 0,31 - 0,34W_g/W_{sat} & \text{se } W_g/W_{sat} \leq 0,5 \\ 0,14 & \text{se } W_g/W_{sat} > 0,5. \end{cases} \quad (5.10)$$

A radiação de ondas curtas R_{sw} é determinada por:

$$R_{sw} = \tau_{rg} \tau_{wv} S_0 \left(\frac{a^2}{r^2} \right) \cos Z, \quad (5.11)$$

sendo a constante solar $S_0 = 1353,0 \text{ Wm}^{-2}$, e o fator da distância Terra-Sol dado por:

$$\frac{a^2}{r^2} = 1,000110 + 0,034221 \cos(d_0) + 0,001280 \sin(d_0) + 0,000719 \cos(2d_0) + 0,000077 \sin(2d_0), \quad (5.12)$$

onde $d_0 = 2\pi m/365$ e m é o número do dia, começando com 0 em 01 de janeiro e terminando com 364 em 31 de dezembro. O ângulo solar zenithal é definido por:

$$\cos Z = \sin\phi \sin\delta + \cos\phi \cos\delta \cos(h_r), \quad (5.13)$$

onde ϕ é a latitude e δ é a declinação solar dada por:

$$\delta = \frac{23,5\pi}{180} \cos [2\pi(J_d - 173)/365], \quad (5.14)$$

onde $J_d = m + 1$ é o dia Juliano.

O ângulo solar horário h_r é definido por:

$$h_r = \frac{15\pi}{180} (t_{GMT} - \lambda/15^\circ + E_\tau - 12), \quad (5.15)$$

sendo,

$$E_\tau = 0,158 \sin \left[\frac{\pi(J_d + 10)}{91,25} \right] + 0,125 \sin \left[\frac{\pi J_d}{182,5} \right], \quad (5.16)$$

t_{GMT} o horário de Greenwich e λ a longitude oeste em graus.

Para levar em consideração os efeitos de atenuação devido ao espalhamento Rayleigh e de absorção por gases permanentes na radiação solar, a função de transmissão τ_{rg} na Equação 5.11 é dada por:

$$\tau_{rg} = 1,021 - 0,084 [m_{dirf}(949 \times 10^{-8}p + 0,051)]^{1/2}, \quad (5.17)$$

onde p é a pressão atmosférica na superfície em kPa e m_{dirf} é um fator direcional que é equivalente à massa de ar à pressão de 101,3 kPa e sua formulação é dada por:

$$m_{dirf} = \frac{35}{(1224 \cos^2 Z + 1)^{1/2}}. \quad (5.18)$$

A transmissividade de vapor de água τ_{wv} na Equação 5.11 pode ser escrita como:

$$\tau_{wv} = 1 - \frac{2,9\mu M_{dirfc}}{(1 + 141,5\mu M_{dirfc})^{0,635} + 5,925\mu M_{dirfc}}, \quad (5.19)$$

sendo $M_{dirfc} = m_{dirf}$ acima das nuvens e $M_{dirfc} = 5/3$ abaixo ou na camada de nuvens.

O comprimento μ no nível p é calculado por:

$$\mu = \frac{1}{g} \int_0^p q_v \left(\frac{p}{101300} \right) \left(\frac{273,16}{T} \right)^{1/2} dp. \quad (5.20)$$

5.3 Fluxo de calor sensível - H

O fluxo de calor sensível é dado por:

$$H = \rho_a c_p C_{dh} V_a (T_s - T_a), \quad (5.21)$$

onde $c_p = 1004 \text{ m}^2 \text{s}^{-2} \text{K}^{-1}$ é o calor específico do ar à pressão constante, ρ_a e V_a são, respectivamente, a densidade do ar e a velocidade do vento a um dado nível atmosférico e C_{dh} é o coeficiente de arrasto para o calor que depende da rugosidade e da estabilidade térmica da superfície.

5.4 Fluxo de calor latente - LE

O fluxo de calor latente é a soma da transpiração E_{tr} e evaporação E_r das partes úmidas das plantas e da evaporação da superfície do solo E_g :

$$LE = L(E_g + E_{tr} + E_r), \quad (5.22)$$

onde $L = 2,500780 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{s}^{-2}$ é o calor latente de evaporação da água.

5.5 Evaporação do solo - E_g

A evaporação do solo é dada por (NOILHAN; PLANTON, 1989):

$$E_g = (1 - veg)\rho_a C_{dq} V_a [h_u q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (5.23)$$

sendo q_{va} a umidade específica do ar e C_{dq} o coeficiente de arrasto para a umidade. A umidade relativa na superfície do solo h_u é dada por:

$$h_u = \begin{cases} 1 & \text{se } W_g \geq W_{fl} \\ 0,5 \left[1 - \cos \left(\pi \frac{W_g}{W_{fl}} \right) \right] & \text{se } W_g < W_{fl}. \end{cases} \quad (5.24)$$

com a capacidade de campo $W_{fl} = 0,75W_{sat}$. A umidade específica de saturação do solo $q_{vsat}(T_s)$ à temperatura T_s é calculada utilizando-se a fórmula de Teten (XUE et al., 1995):

$$q_{vsat} = \frac{380}{p} \exp \left(a_w \frac{T_s - 273,16}{T_s - b_w} \right), \quad (5.25)$$

com

$$a_w = \begin{cases} 17,270 & \text{se } T_s \geq 273,16 \text{ K} \\ 21,875 & \text{se } T_s < 273,16 \text{ K}, \end{cases} \quad (5.26)$$

e

$$b_w = \begin{cases} 35,5 & \text{se } T_s \geq 273,16 \text{ K} \\ 7,5 & \text{se } T_s < 273,16 \text{ K.} \end{cases} \quad (5.27)$$

5.6 Evapotranspiração das plantas - E_{tr} e E_r

A evapotranspiração das plantas E_v é a soma dos efeitos de transpiração E_{tr} e da evaporação direta E_r da superfície das folhas:

$$E_v = E_{tr} + E_r. \quad (5.28)$$

A parcela de transpiração é dada por:

$$E_{tr} = veg\rho_a \frac{1 - F_w}{R_a + R_s} [q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (5.29)$$

e a evaporação direta da fração úmida na superfície das folhas é:

$$E_r = veg\rho_a \frac{F_w}{R_a} [q_{vsat}(T_s) - q_{va}], \quad (5.30)$$

onde a fração de vegetação úmida, F_w , é definida por:

$$F_w = \left(\frac{W_r}{W_{rmax}} \right)^{2/3}, \quad (5.31)$$

e a máxima umidade nas plantas, W_{rmax} , por:

$$W_{rmax} = 0,2vegLAI \text{ (mm)}. \quad (5.32)$$

LAI determina o índice de área foliar e varia de acordo com o tipo de cobertura vegetal. Esse parâmetro é determinado pela análise de bases cartográficas (arquivos NDVI e de vegetação descritos na Seção 4.1).

A resistência aerodinâmica R_a das Equações 5.29 e 5.30 é parametrizada por:

$$R_a = \frac{1}{C_{dq}V_a}, \quad (5.33)$$

e a resistência superficial para a evapotranspiração R_s é calculada como:

$$R_s = \frac{R_{smin}}{LAI F_1 F_2 F_3 F_4}, \quad (5.34)$$

onde o fator F_1 mede a influência da fotossíntese e é dado por:

$$F_1 = \frac{f + R_{smin}/R_{smax}}{1 + f}, \quad (5.35)$$

sendo:

$$f = 0,55 \frac{R_G}{R_{GL}} \frac{2}{LAI}, \quad (5.36)$$

$R_{smax} = 5000 \text{ sm}^{-1}$ a resistência máxima e R_G a radiação de ondas curtas que atinge o solo. A resistência mínima R_{smin} e o valor limite da radiação solar que atinge o solo R_{GL}

variam de acordo com o tipo de vegetação.

O fator F_2 leva em consideração o efeito da pressão hidráulica na resistência superficial e varia entre 0 e 1 quando W_2 varia entre o ponto de murchamento W_{wilt} e a capacidade de campo W_{fl} :

$$F_2 = \begin{cases} 1 & \text{se } W_2 > W_{fl} \\ (W_2 - W_{wilt})/(W_{fl} - W_{wilt}) & \text{se } W_{wilt} \leq W_2 \leq W_{fl} \\ 0 & \text{se } W_2 < W_{wilt} \end{cases} \quad (5.37)$$

O fator F_3 representa o efeito do déficit de vapor d'água na atmosfera e é dado por (XUE et al., 1995):

$$F_3 = \begin{cases} 1 - 0,06[q_{vsat}(T_a) - q_{va}] & \text{se } q_{vsat}(T_a) - q_{va} \leq 12,5 \text{ g/kg} \\ 0,25 & \text{caso contrário} \end{cases} \quad (5.38)$$

O fator F_4 leva em conta a temperatura do ar na resistência superficial:

$$F_4 = 1 - 0,0016(298,0 - T_a)^2. \quad (5.39)$$

5.7 Precipitação que atinge o solo - P_g

A precipitação que atinge o solo é a parte da precipitação P que passa pela fração de vegetação, ou seja:

$$P_g = (1 - veg)P. \quad (5.40)$$

5.8 Umidade superficial - W_{geq}

Quando as forças gravitacionais são equilibradas pelas forças de capilaridade, a umidade superficial, W_{geq} , é dada pela seguinte função polinomial (NOILHAN; PLANTON, 1989):

$$y = x - a_{eq}x^{p_{eq}}(1 - x^{8p_{eq}}), \quad (5.41)$$

onde $x = (W_2/W_{sat})$ e $y = W_{geq}/W_{sat}$, o que resulta em:

$$W_{geq} = W_2 - a_{eq}W_{sat} \left[\frac{W_2}{W_{sat}} \right]^{p_{eq}} \left[1 - \left(\frac{W_2}{W_{sat}} \right)^{8p_{eq}} \right]. \quad (5.42)$$

Os parâmetros p_{eq} e a_{eq} variam de acordo com o tipo de solo e se encontram tabelados em Noilhan e Planton (1989). Estes valores estão reproduzidos na Tabela 4.

5.9 Escoamento da água interceptada pelas plantas - R_r

O escoamento da água nas plantas R_r ocorre quando a água interceptada e armazenada pelas plantas W_r excede o valor máximo W_{rmax} . A equação para R_r será então, dada por:

$$R_r = veg \times P - E_r - W_{rmax}. \quad (5.43)$$

5.10 Coeficientes C_1 e C_2

Os coeficientes adimensionais C_1 e C_2 são altamente dependentes da umidade e do tipo de solo. O coeficiente C_2 caracteriza a velocidade em que o perfil hidráulico retorna ao seu equilíbrio. Segundo Noilhan e Planton (1989):

$$C_2 = C_{2ref} \left(\frac{W_2}{W_{sat} - W_2 + W_l} \right), \quad (5.44)$$

onde W_l é um valor numérico pequeno que limita o valor de C_2 na saturação. O valor do coeficiente C_{2ref} foi estimado a partir dos valores médios de C_2 para um dado W_2 com perfis iniciais diferentes. Estes valores estão apresentados em Noilhan e Planton (1989) e reproduzidos na Tabela 4.

O coeficiente C_1 pode ser calculado supondo propriedades hidráulicas constantes no solo e uma variação senoidal do fluxo de água superficial (NOILHAN; PLANTON, 1989):

$$C_1 = C_{1sat} \left(\frac{W_{sat}}{W_g} \right)^{b/2+1}, \quad (5.45)$$

onde b é a inclinação da curva de retenção do solo, já apresentado na Tabela 3. O coeficiente C_{1sat} (Tabela 4) foi calculado com os parâmetros hidráulicos na saturação (NOILHAN; PLANTON, 1989).

Tabela 4: Coeficientes para o cálculo de C_1 , C_2 e W_{geq}

Tipo de Solo	p_{eq}	a_{eq}	C_{2ref}	C_{1sat}
Areia	4	0,387	3,9	0,082
Areno franco	4	0,404	3,7	0,098
Franco arenoso	4	0,219	1,8	0,132
Franco siltoso	6	0,105	0,8	0,153
Franco	6	0,148	0,8	0,191
Franco Argila arenosa	6	0,135	0,8	0,213
Franco Argila siltosa	8	0,127	0,4	0,385
Franco argiloso	10	0,084	0,6	0,227
Argila arenosa	8	0,139	0,3	0,421
Argila siltosa	10	0,075	0,3	0,375
Argila	12	0,083	0,3	0,342

6 Modificações do SVAT do Modelo ARPS

As modificações do modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera adotado no ARPS têm como objetivo principal melhorar a qualidade das previsões que vêm apresentando temperaturas sistematicamente inferiores às observadas.

As principais alterações consistem na inclusão de um terceiro nível de solo, de um fator de drenagem gravitacional e de um escoamento superficial (*runoff*). A determinação do termo de escoamento superficial é de fundamental importância caso o objetivo seja acoplar um modelo hidrológico ao modelo de previsão de tempo.

Outras alterações consistiram em modificar os parâmetros de vegetação (*veg* e *LAI*) os quais são determinados pela análise de bases cartográficas (arquivos NDVI e de vegetação descritos na Seção 4.1).

Um estudo dos impactos destas modificações nos fluxos de calor latente e sensível para a estação telemétrica de São Lourenço, localizada no município de Santa Terezinha do Itaipu, foi feito por Vissotto Jr. (2003). Em seu trabalho foi constatado que as alterações melhoraram os valores de fluxo de calor sensível, até então subestimados pelo modelo.

O esquema de funcionamento do modelo com as novas modificações pode ser visualizado na Figura 6(a). Com a inclusão de mais um nível de solo, algumas variáveis foram incorporadas ao modelo, como apresentado na Figura 6(b).

Nas Figuras 6(a) e 6(b), K_2 e K_3 representam a drenagem gravitacional das camadas de raízes e sub-raízes, respectivamente, D_2 representa a difusão entre estas, R_{sfc} o escoamento superficial (*runoff*), W_3 o conteúdo médio volumétrico de água na camada de

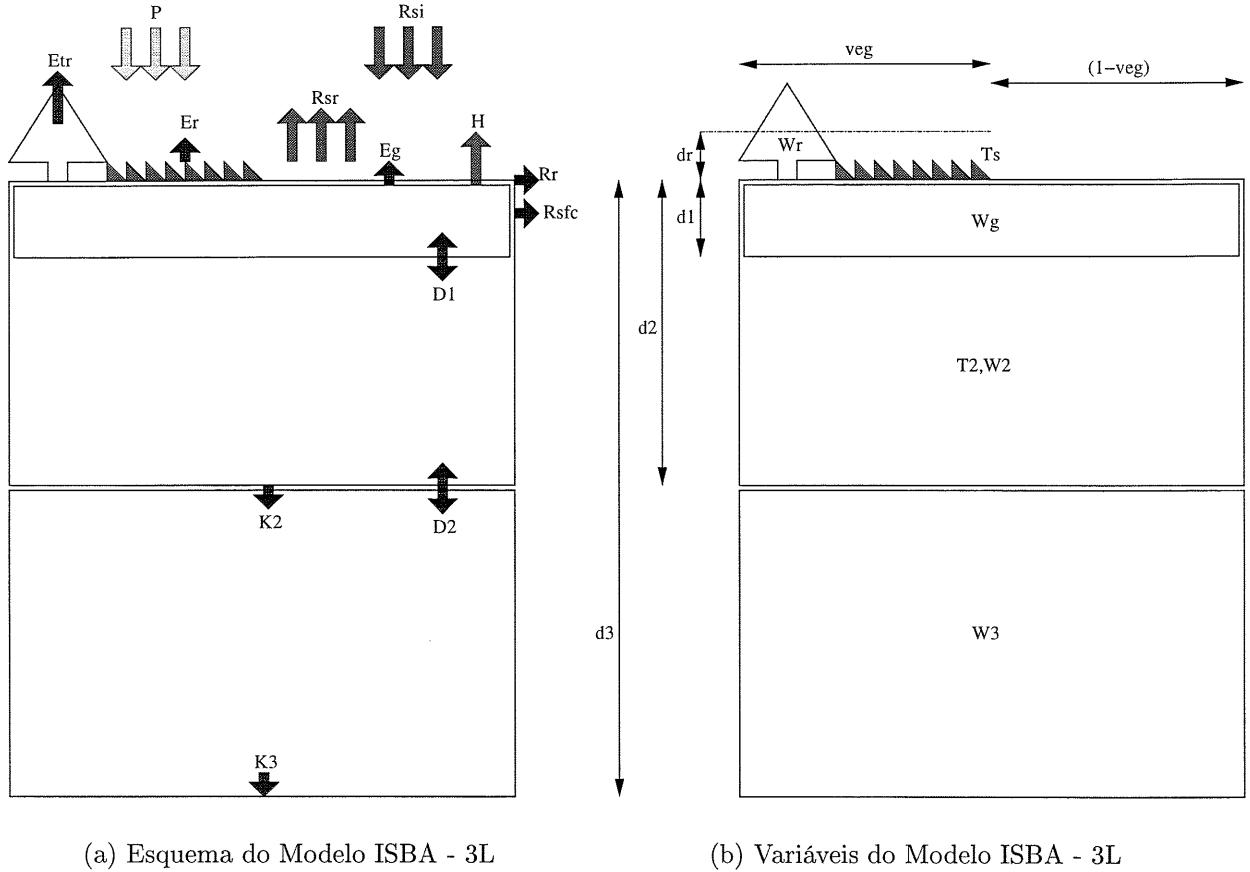


Figura 6: Modelo ISBA - 3L (VISSOTTO JR., 2003)

sub-raízes e d_3 a profundidade desta nova camada.

O sistema de equações diferenciais com a inclusão das novas modificações será dado por:

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = C_T(R_n - H - LE) - \frac{2\pi}{\tau}(T_s - T_2) \quad (6.1)$$

$$\frac{\partial T_2}{\partial t} = \frac{1}{\tau}(T_s - T_2) \quad (6.2)$$

$$\frac{\partial W_g}{\partial t} = \frac{C_1}{\rho_w d_1}(P_g - R_{sfc} - E_g) - \frac{C_2}{\tau}(W_g - W_{geq}) \quad (6.3)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\rho_w d_2}(P_g - R_{sfc} - E_g - E_{tr}) - D_2 - K_2 \quad (6.4)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2}(K_2 + D_2) - K_3 \quad (6.5)$$

$$\frac{\partial W_r}{\partial t} = vegP - E_r - R_r \quad (6.6)$$

Pode-se perceber que as equações para as temperaturas (6.1 e 6.2) não foram alteradas em relação ao modelo ISBA original (Equações 5.1 e 5.2). Não foi necessário definir mais uma equação para a temperatura da camada de sub-raízes, pois essa sofre pouca influência da oscilação diurna de temperatura, de forma que a sua variação não será significativa para o balanço de energia bem como não influenciará as oscilações diurnas de umidade, como foi observado no trabalho de Vissotto Jr. (2003).

As descrições de cada uma das modificações estão apresentadas nas seções seguintes.

6.1 Drenagem gravitacional

A primeira versão do modelo ISBA proposta por Noilhan e Planton (1989) era limitada para simulações de curto-prazo, algo em torno de alguns dias. Séries temporais mais longas são necessárias para avaliar de uma forma mais completa a maneira com que o balanço de água superficial está sendo simulado por modelos de superfície-atmosfera, principalmente na integração com modelos climáticos. Para simulações de longo-prazo é necessário englobar os fluxos de água na base da camada de solo.

Mahfouf e Noilhan (1996) investigaram a parametrização da drenagem gravitacional utilizando o modelo ISBA para uma série temporal de dados de umidade de solo numa escala de tempo de um ano.

Uma vez que o conteúdo de água na capacidade de campo W_{fl} define qualitativamente a influência da drenagem gravitacional, parece razoável estabelecer uma perda de água na base da camada de solo proporcional ao conteúdo médio de água W_2 acima da capacidade de campo (MAHFOUT; NOILHAN, 1996). Para a camada de raízes (Equação 6.4) o termo de drenagem gravitacional é definido por:

$$K_2 = \frac{C_3}{\tau} \max[0, (W_2 - W_{fl})], \quad (6.7)$$

onde o coeficiente C_3 caracteriza a razão com que o perfil hidráulico é restaurado para a capacidade de campo e varia de acordo com a textura do solo.

Admitindo a drenagem gravitacional como o único sumidouro de água (MAHFOUF; NOILHAN, 1996) para uma coluna de solo d_2 , e um termo restaurador newtoniano, a evolução de W_2 pode ser escrita como:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -C_3 \frac{W_2 - W_{fl}}{\tau}, \quad (6.8)$$

A evolução do conteúdo volumétrico local de água W de acordo com a equação de difusão de Richards é dado por:

$$\rho_w \frac{\partial W}{\partial t} = -\frac{\partial W_s}{\partial z}, \quad (6.9)$$

onde $W_s(z)$ é o fluxo de água na profundidade z . Integrando a Equação 6.9 de $z = 0$ a $z = d_2$, temos:

$$\rho_w \int_0^{d_2} \frac{\partial W}{\partial t}(z) dz = W_s(z = 0) - W_s(z = d_2). \quad (6.10)$$

Supõe-se que não há fluxo na superfície [$W_s(z = 0) = 0$], enquanto que em $z = d_2$ o fluxo é dado pela Lei de Darcy:

$$W_s = \rho_w K_w \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z}, \quad (6.11)$$

onde K_w é a condutividade hidráulica, ψ é o potencial mátrico do solo e z é o potencial gravitacional.

Próximo à saturação, $\psi < z$, tornando $W_s = \rho_w K_w$ uma aproximação razoável.

Sabendo-se que, por definição:

$$W_2 = \frac{1}{d_2} \int_0^{d_2} W(z) dz, \quad (6.12)$$

podemos finalmente escrever:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{K_w}{d_2}. \quad (6.13)$$

A Equação 6.13 pode ser integrada no tempo partindo-se da saturação W_{sat} e tomando a relação entre a condutividade hidráulica K_w e o conteúdo volumétrico de água W_2 já sugerida por Noilhan e Planton (1989):

$$K_w = K_{sat} \left(\frac{W_2}{W_{sat}} \right)^{2b+3}, \quad (6.14)$$

onde K_{sat} é a condutividade hidráulica na saturação. Os valores de K_{sat} variam de acordo com o tipo de solo e estão apresentados em Mahfouf e Noilhan (1996) e reproduzidos na Tabela 5.

Substituindo a Equação 6.14 em 6.13 e integrando, temos que o conteúdo de água

Tabela 5: Coeficiente K_{sat} para o cálculo de C_3

Tipo de Solo	$K_{sat}10^{-6}(m/s)$
Areia	176,0
Areno franco	156,3
Franco arenoso	34,1
Franco siltoso	7,2
Franco	7,0
Franco Argila arenosa	6,3
Franco Argila siltosa	1,7
Franco argiloso	2,5
Argila arenosa	2,2
Argila siltosa	1,0
Argila	1,3

em um tempo t será, então:

$$W_2(t) = W_{sat} \left[1 + (2b + 2) \frac{K_{sat}}{d_2 W_{sat}} t \right]^{-1/(2b+2)}. \quad (6.15)$$

Integrando a Equação 6.8, encontraremos uma umidade volumétrica W_2^* para um tempo $t = \tau/C_3$, inicializando na saturação até a restauração newtoniana:

$$W_2^* = W_{fl} + \frac{W_{sat} - W_{fl}}{e}. \quad (6.16)$$

Substituindo este valor na Equação 6.15, encontra-se uma estimativa para o coeficiente C_3 :

$$C_3 = \frac{\tau(2b + 2)K_{sat}}{d_2 W_{sat}[(W_2^*/W_{sat})^{-2b-2} - 1]}. \quad (6.17)$$

Com a inclusão de um terceiro nível de solo, haverá também a drenagem gravitacional da camada de sub-raízes. Por analogia e conforme apresentado em Boone, Calvet e

Noilhan (1999) temos para essa camada (Equação 6.4):

$$K_3 = \frac{C_3}{\tau} \frac{d_2}{d_3 - d_2} \max[0, (W_3 - W_{fl})]. \quad (6.18)$$

6.2 Escoamento superficial - *Runoff*

A determinação do *runoff* é essencial quando o modelo de solo é acoplado a um modelo hidrológico. Como esta parcela afeta a quantidade de precipitação que terá infiltração no solo, a inclusão de um escoamento superficial foi adotada para o fechamento do balanço de massa do modelo ISBA.

Para avaliar a componente de *runoff*, um estudo apresentado por Habets et al. (1999) propõe a implementação do modelo ISBA juntamente com o modelo hidrológico de macroescala - *MODCOU*.

Na versão inicial do modelo ISBA, o *runoff* ocorria apenas quando o solo estava saturado. Entretanto, com a inclusão da drenagem gravitacional, a condição de saturação era raramente atingida. Sabe-se ainda que, quando uma área maior é considerada, o escoamento superficial ocorre antes da saturação ser atingida. Isso ocorre devido à heterogeneidade da topografia, da cobertura vegetal e do solo. Para representar essa heterogeneidade o esquema *VIC - Variable Infiltration Capacity* foi incorporado para simular o escoamento superficial (HABETS et al., 1999).

A capacidade de infiltração é a máxima altura de água que pode ser armazenada em uma coluna de solo em uma área incremental dA . Para esse esquema, admite-se que a capacidade de infiltração varia com a área, de acordo com:

$$i = i_m [1 - (1 - A(i))^{1/B}], \quad (6.19)$$

onde $A(i)$ representa a fração da célula de cálculo para a qual a capacidade de infiltração é menor que i , e i_m é a máxima capacidade de infiltração. B é um parâmetro que varia ao longo do tempo e pode ser função da topografia, tipo de solo e de vegetação.

Para um armazenamento de água $W_0 = W_2 \times d_2$, existe uma fração de área A_s em

que a célula de cálculo está saturada, e que irá gerar um escoamento superficial durante o evento de precipitação. Como o conteúdo médio volumétrico de água W_2 está raramente abaixo do ponto de murchamento W_{wilt} , esse valor é usado como um limite para controlar o escoamento superficial, ou seja, não haverá um escoamento superficial quando W_2 está abaixo de W_{wilt} . Com isso, a variação da capacidade de infiltração pode ser expressa como em 6.19, mas para $W_{wilt} \times d_2 \leq i \leq i_m$:

$$I = I_m [1 - (1 - A(I))^{1/B}], \quad (6.20)$$

com

$$I = i - W_{wilt} \times d_2, \quad (6.21)$$

e

$$I_m = i_m - W_{wilt} \times d_2. \quad (6.22)$$

Para um conteúdo inicial de água W_2 associado com uma capacidade de infiltração i_0 e para uma precipitação P ocorrida em um passo de tempo, o escoamento superficial R_{sfc} é dado por:

$$R_{sfc} = \int_{I_0}^{I_0+P} A(I) dI, \quad (6.23)$$

para $0 \leq I \leq I_m$.

O conteúdo máximo de água pode ser expresso por:

$$W_{sat} \times d_2 = \int_0^{I_m} [1 - A(I)] dI + W_{wilt} \times d_2 \quad (6.24)$$

$$\Leftrightarrow (W_{sat} - W_{wilt}) \times d_2 = \frac{I_m}{1 + B}. \quad (6.25)$$

Das Equações 6.23 e 6.25 e para uma precipitação de referência P_{ref} dada por:

$$P_{ref} = \frac{1 + B}{\Delta t} (W_{sat} - W_{wilt}) \left(1 - \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{sat} - W_{wilt}} \right)^{1/B+1}, \quad (6.26)$$

temos que o escoamento superficial é dado por:

$$R_{sfc} = P - \frac{d_2 (W_{sat} - W_2)}{\Delta t}, \quad (6.27)$$

para $P > P_{ref}$, e:

$$R_{sfc} = P - \frac{d_2(W_{sat} - W_2)}{\Delta t} + \frac{d_2(W_{sat} - W_{wilt})}{\Delta t} \times \left[\left(1 - \frac{W_2 - W_{wilt}}{W_{sat} - W_{wilt}} \right)^{1/B+1} - \frac{P\Delta t}{(W_{sat} - W_{wilt})(1 + B)} \right]^{1+B}, \quad (6.28)$$

para $P \leq P_{ref}$.

As Equações 6.27 e 6.28 mostram que o escoamento superficial (*runoff*) R_{sfc} depende do conteúdo de água W_2 , de três parâmetros do solo - W_{sat} , W_{wilt} e d_2 , e do parâmetro B , sendo que o *runoff* aumenta com o aumento de B . O problema maior está na determinação de B . Para Liang, Wood e Lettenmaier (1996) o parâmetro B é melhor determinado utilizando-se informações hidrológicas do local estudado. Mengelkamp, Warrach e Raschke (1999) apresentam um intervalo de B variando de 0,01 a 5,0 em um estudo feito por Wood, Lettenmaier e Zartarian (1992), enquanto Dümenil e Todini (1991) encontraram valores entre 0,01 e 0,5. Para Liang e Xie (2001) o parâmetro B não é facilmente determinado com os conhecimentos atuais. Mais estudos nesse aspecto devem ser explorados no futuro.

6.3 Inclusão do terceiro nível de solo

A inclusão de um terceiro nível de solo acoplado no modelo ISBA foi apresentada por Boone, Calvet e Noilhan (1999). O objetivo do trabalho apresentado por esses autores era o de incluir um terceiro reservatório de água no solo para distinguir a camada de raízes e de sub-raízes. O método de *restauração newtoniana*, similar ao utilizado no equacionamento de W_g e W_2 , foi utilizado para a formulação da difusão entre esses dois níveis de solo.

Faz-se necessário distinguir a camada de raízes e de sub-raízes primeiramente para restabelecer o gradiente do perfil de umidade vertical que pode ocorrer entre essas regiões durante o período de crescimento das plantas. Quando há um secamento da camada de raízes, a demanda atmosférica evaporativa é parcialmente suprida pela difusão vertical de água advinda da camada de sub-raízes. Utilizando-se apenas um nível de solo para

representar essas duas camadas, pode haver uma superestimação da evapotranspiração, pois há uma difusão vertical implícita na camada de sub-raízes muito superior à real (BOONE; CALVET; NOILHAN, 1999). Em contraste, modelando-se a camada de solo com apenas a camada de raízes, há uma falta de difusão vertical que pode acarretar em uma subestimação da evapotranspiração.

A inclusão da camada de sub-raízes mantém a umidade do solo entre os intervalos de drenagem e aumenta o tempo entre a infiltração e a drenagem, resultando em uma modelagem mais realista.

O termo de difusão entre as camadas de raízes e sub-raízes D_2 é definido de maneira similar ao termo de difusão D_1 entre a camada superficial e de raízes (segundo termo do lado direito da Equação 5.3):

$$D_2 = \frac{C_4}{\tau} (W_2 - W_3). \quad (6.29)$$

A calibração do coeficiente C_4 é similar ao método usado para a determinação do coeficiente C_2 . Um modelo unidimensional denominado *MLSM*, com várias camadas de solo e variável com a profundidade, o qual integra a equação de Richards admitindo um perfil vertical de textura homogênea e condições isotérmicas, foi executado por Boone, Calvet e Noilhan (1999) para a calibração de C_4 . Nesse modelo, os fluxos verticais de água são governados pela Lei de Darcy e a condutividade hidráulica é dada pela Equação 6.14. O potencial mátrico do solo está relacionado com o conteúdo volumétrico de água W_2 através da seguinte relação empírica:

$$\psi = \psi_{sat} (W_2/W_{sat})^{-b}, \quad (6.30)$$

onde ψ_{sat} é o potencial de água no solo saturado.

Embora seja usado o mesmo método de calibração na determinação dos coeficientes de difusão C_2 e C_4 , estes apresentam valores diferentes entre si. Isso acontece porque C_2 é calibrado para uma fina camada superficial de solo (d_1) sem uma consideração explícita da camada abaixo (d_2), pois $d_1 \ll d_2$. Para a determinação de C_4 , d_2 e d_3 têm a mesma magnitude e ambos são considerados na calibração.

Usando a definição da Equação 6.29 e admitindo que não há fluxo de água nos contornos, ou seja $[W_s(z = 0) = 0]$ e $[W_s(z = d_3) = 0]$, as Equações 6.4 e 6.5 podem ser reescritas como:

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = -\frac{C_4}{\tau}(W_2 - W_3) \quad (6.31)$$

e

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{d_2}{d_3 - d_2} \frac{C_4}{\tau}(W_2 - W_3), \quad (6.32)$$

onde a drenagem está sendo considerada desprezível.

Subtraindo a Equação 6.32 de 6.31:

$$\frac{\partial(W_2 - W_3)}{\partial t} = -\frac{d_3}{d_3 - d_2} \frac{C_4}{\tau}(W_2 - W_3). \quad (6.33)$$

Integrando-se a Equação 6.33:

$$(W_2 - W_3)(t) = (W_2 - W_3)(t_0) \exp \left[-\frac{C_4 d_3 (t - t_0)}{(d_3 - d_2) \tau} \right], \quad (6.34)$$

sendo t_0 o tempo inicial de integração.

Quando o gradiente de água no solo tender para $1/e$ do seu valor inicial, então o coeficiente C_4 pode ser calculado como:

$$C_4 = C'_4 \frac{d_3 - d_2}{d_3}, \quad (6.35)$$

sendo:

$$C'_4 = \frac{\tau}{t_1 - t_0}. \quad (6.36)$$

O valor de C'_4 pode ser ajustado como uma função da umidade do solo no tempo t_1 utilizando dois parâmetros de regressão na forma:

$$C'_4 = C_{4ref} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}}. \quad (6.37)$$

onde $\bar{w}_{2,3}$ representa o valor do conteúdo de água na interface das camadas de raízes e sub-raízes e é dado por:

$$\bar{w}_{2,3} = \left[W_2^q \frac{d_2}{d_3} + W_3^q \frac{d_3 - d_2}{d_3} \right]^{1/q}, \quad (6.38)$$

sendo $q = 6$, de acordo com numerosas simulações numéricas feitas por Boone, Calvet e Noilhan (1999).

O parâmetro C_{4b} na Equação 6.37 varia de acordo com a textura do solo e seus valores estão apresentados em Boone, Calvet e Noilhan (1999) e reproduzidos na Tabela 6. C'_{4ref} varia tanto em função da textura do solo quanto de acordo com as alturas das camadas do modelo e é dado pela seguinte expressão:

$$C'_{4ref} = C'_{4ref} \frac{d'_2 d'_3}{d_2 d_3}, \quad (6.39)$$

onde C'_{4ref} representa o valor de referência calculado para uma configuração de grade nominal única. Os valores de C'_{4ref} estão apresentados na Tabela 6. d'_2 e d'_3 são as profundidades de referência de 1 e 2 m, respectivamente.

Tabela 6: Coeficientes para o cálculo de C_4

Tipo de Solo	Argila(%)	Areia(%)	C_{4b}	C'_{4ref}
Areia	3	92	5,8	25.096
Areno franco	6	82	6,0	19.485
Franco arenoso	9	58	6,4	4.623
Franco siltoso	14	17	6,9	736
Franco	19	43	6,4	518
Franco Argila arenosa	28	58	7,8	3.835
Franco Argila siltosa	34	10	8,3	546
Franco argiloso	34	32	9,3	2.257
Argila arenosa	43	52	10,6	18.526
Argila siltosa	49	6	11,1	3.059
Argila	63	22	11,5	6.089

Substituindo a Equação 6.39 em 6.37, e esta em 6.35, temos finalmente:

$$C_4 = \frac{d'_2 d'_3 (d_3 - d_2)}{d_2 d_3^2} C'_{4ref} \bar{w}_{2,3}^{C_{4b}}. \quad (6.40)$$

7 Índices de Avaliação das Previsões do Modelo ARPS

Nesse capítulo estão apresentadas as formulações dos índices estatísticos calculados para se avaliar o desempenho do modelo ARPS, no sentido de se poder quantificar o impacto de eventuais mudanças das parametrizações, e no modelo em si, na qualidade das previsões numéricas.

Ao representarmos processos físicos naturais em um modelo numérico, alguns erros de modelagem e numéricos inevitavelmente aparecem.

A aproximação do mundo real em uma grade de domínio discretizado aproxima de uma maneira um tanto quanto grosseira as características locais que se apresentam em escalas menores. Segundo Anthes (1986) a natureza não linear dos processos atmosféricos permite a troca de energia entre todas as escalas de movimento, e uma incerteza ou erro em qualquer uma das escalas irá eventualmente contaminar todas as outras.

Erros de truncamento são incluídos na discretização das derivadas das equações fundamentais, bem como erros de modelagem são advindos das aproximações físicas que objetivam a simplificação das equações fundamentais.

Diante de tantas incertezas, a avaliação de modelos numéricos de previsão do tempo, em termos de quantificação dos seus erros, é importante para determinar a qualidade das previsões. Existe uma grande variedade de procedimentos de avaliação de previsões do tempo, mas todos eles envolvem uma comparação entre um conjunto de dados previstos e os correspondentes observados (WILKS, 1995).

A acurácia e o viés (*bias*) são atributos escalares muito utilizados para avaliar a qua-

lidade da previsão. Previsões de temperatura que são sistematicamente muito altas, por exemplo, apresentam viés, mesmo que as previsões sejam razoavelmente acuradas ou não acuradas.

Para a avaliação do modelo de previsão do tempo ARPS, foram comparados os dados observados obtidos das estações telemétricas do Simepar (X) com os dados de previsão gerados na grade interna (16 km) do modelo (Y) de 00 UTC. Para encontrar os valores de previsão, os quais são determinados em cada ponto da grade, nas coordenadas das estações telemétricas foi utilizada interpolação bilinear. Assim, para cada execução do modelo, temos um par de dados (X, Y) para cada hora de previsão, totalizando 48 pares.

7.1 Avaliação das variáveis prognósticas contínuas

Variáveis contínuas são aquelas que podem assumir qualquer valor real dentro de um determinado intervalo. As variáveis meteorológicas contínuas avaliadas nesse trabalho são: temperatura, pressão atmosférica e umidade específica do ar. Apesar da precipitação ser uma variável contínua, esta será avaliada neste trabalho de forma binária, ou seja, pela ocorrência ou não de chuva (Seção 7.2).

Diferentes metodologias de verificação são aplicadas em previsões de variáveis atmosféricas contínuas. Dentre elas, muitas envolvem médias climáticas, como por exemplo o *Brier Score*. As médias climáticas são obtidas através de uma extensa série de dados, correspondente a um período superior a 10 anos. Pela falta desses dados, esses índices não poderão ser obtidos.

A seguir, temos a descrição dos índices de avaliação das variáveis contínuas calculados neste trabalho.

7.1.1 Raiz do erro quadrático médio

Uma das medidas de acurácia mais comuns para previsões de variáveis contínuas é a *Raiz do Erro Quadrático Médio* ou *Root Mean Square Error* - *RMSE*. Esse índice

representa a raiz quadrada da média do quadrado das diferenças entre os dados previstos e observados e é dado por:

$$RMSE = \left[\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i)^2 \right]^{1/2}, \quad (7.1)$$

onde n é o número total de pares de dados.

A vantagem do RMSE em relação ao Erro Quadrático Médio (*Mean Square Error - MSE*) é que o primeiro tem as mesmas dimensões físicas e mesma magnitude dos dados de previsão e dos observados.

7.1.2 Erro médio

Um outro índice muito utilizado, o qual expressa o viés das previsões, é o *Erro Médio* (*Mean Error - ME*), que é simplesmente a diferença entre a média das previsões e a média dos dados observados:

$$ME = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (Y_i - X_i) = \bar{Y} - \bar{X}. \quad (7.2)$$

É importante notar que o erro médio fornece informações sobre a tendência do modelo em prever sistematicamente valores mais baixos ou mais altos que os observados, não fornecendo uma medida de acurácia. Nos casos em que os valores previstos abaixo dos observados anulam os valores previstos acima dos observados, por exemplo, o erro médio será nulo, mas isso não significa que o modelo apresenta uma boa acurácia.

7.1.3 Regressão linear

Essencialmente, a regressão linear simples procura resumir a relação entre duas variáveis através uma função do primeiro grau. O processo de regressão indica a função do primeiro grau que produz o menor erro para a previsão com relação aos dados observados. O critério usual para a determinação do menor erro é a minimização da soma dos erros quadráticos, o que dá origem ao termo *regressão dos mínimos quadrados*.

Dado um conjunto de pares de dados (X, Y) , o problema consiste em encontrar a

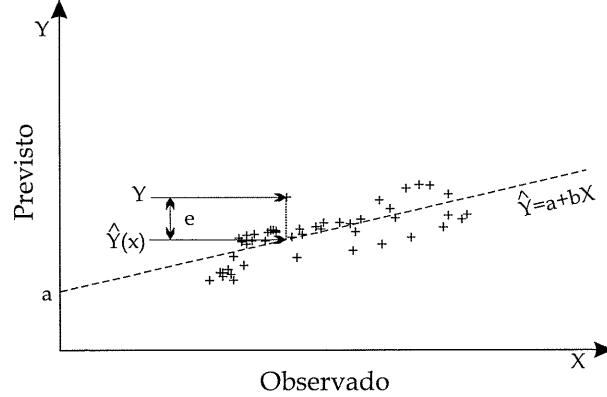


Figura 7: Ilustração esquemática de uma regressão linear simples

função do primeiro grau, conforme ilustrado na Figura 7:

$$\hat{Y}(X) = a + bX, \quad (7.3)$$

minimizando a soma dos quadrados das distâncias verticais entre os pontos e a reta. Essas distâncias são chamadas de *erros* ou *resíduos*, e são definidas como:

$$e_i = Y_i - \hat{Y}(X_i). \quad (7.4)$$

Combinando as Equações 7.3 e 7.4, temos a *equação de regressão*:

$$Y_i = \hat{Y}_i + e_i = a + bX_i + e_i. \quad (7.5)$$

A soma dos quadrados dos erros será então:

$$E(a, b) = \sum_{i=1}^n (e_i)^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - [a + bX_i])^2. \quad (7.6)$$

Para minimizar a soma dos quadrados dos erros, igualamos a zero as derivadas da função E com relação aos parâmetros a e b :

$$\frac{\partial E}{\partial a} = \frac{\partial \sum_{i=1}^n (e_i)^2}{\partial a} = \frac{\partial \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i)^2}{\partial a} = -2 \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i) = 0 \quad (7.7)$$

e

$$\frac{\partial E}{\partial b} = \frac{\partial \sum_{i=1}^n (e_i)^2}{\partial b} = \frac{\partial \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i)^2}{\partial b} = -2 \sum_{i=1}^n [X_i(Y_i - a - bX_i)] = 0. \quad (7.8)$$

Rearranjando as Equações 7.7 e 7.8, temos as chamadas *equações normais* (WILKS, 1995):

$$\sum_{i=1}^n Y_i = na + b \sum_{i=1}^n X_i \quad (7.9)$$

e

$$\sum_{i=1}^n X_i Y_i = a \sum_{i=1}^n X_i + b \sum_{i=1}^n (X_i)^2. \quad (7.10)$$

Finalmente, resolvendo as equações normais para os parâmetros de regressão, temos:

$$b = \frac{\sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} = \frac{n \sum_{i=1}^n X_i Y_i - \sum_{i=1}^n X_i \sum_{i=1}^n Y_i}{n \sum_{i=1}^n (X_i)^2 - (\sum_{i=1}^n X_i)^2} \quad (7.11)$$

e

$$a = \bar{Y} - b \bar{X}. \quad (7.12)$$

7.1.4 Coeficiente de determinação

A *variação total* de Y é definida como:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2, \quad (7.13)$$

isto é, a soma dos quadrados dos desvios dos valores de Y_i com relação à média \bar{Y} .

Escrevendo $Y_i - \bar{Y}$ como $(Y_i - \hat{Y}_i) + (\hat{Y}_i - \bar{Y})$, elevando ao quadrado e somando em i , temos:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2 + 2 \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)(\hat{Y}_i - \bar{Y}). \quad (7.14)$$

Mas,

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)(\hat{Y}_i - \bar{Y}) = \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i)(a + bX_i - \bar{Y}) \quad (7.15)$$

ou,

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)(\hat{Y}_i - \bar{Y}) = a \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i) + b \sum_{i=1}^n X_i (Y_i - a - bX_i) - \bar{Y} \sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i). \quad (7.16)$$

De acordo com as Equações 7.7 e 7.8, sabemos que $\sum_{i=1}^n (Y_i - a - bX_i) = 0$ e $\sum_{i=1}^n X_i(Y_i - a - bX_i) = 0$ e portanto a Equação 7.14 fica:

$$\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 = \sum_{i=1}^n (Y_i - \hat{Y}_i)^2 + \sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2. \quad (7.17)$$

O primeiro termo do lado direito da Equação 7.17 é chamado de *variação não-explicada*, enquanto o segundo é chamado de *variação explicada*. A razão entre a variação explicada e a variação total é chamada de *coeficiente de determinação* - r^2 . Assim:

$$r^2 = \frac{\text{variação explicada}}{\text{variação total}} = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Y}_i - \bar{Y})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2}. \quad (7.18)$$

Substituindo os parâmetros de regressão, Equações 7.11 e 7.12, na Equação 7.3, temos:

$$\hat{Y}_i - \bar{Y} = \left\{ \frac{\sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})]}{\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2} \right\} (X_i - \bar{X}). \quad (7.19)$$

Finalmente, substituindo a Equação 7.19 na Equação 7.18, temos que o coeficiente de determinação é dado por:

$$r^2 = \frac{\left\{ \sum_{i=1}^n [(X_i - \bar{X})(Y_i - \bar{Y})] \right\}^2}{\left[\sum_{i=1}^n (X_i - \bar{X})^2 \right] \left[\sum_{i=1}^n (Y_i - \bar{Y})^2 \right]}. \quad (7.20)$$

O coeficiente determinação representa a proporção da variabilidade de uma das variáveis que é linearmente descrita pela outra variável (WILKS, 1995). A dedução do coeficiente de determinação pode ser encontrada em Spiegel (1988).

7.2 Avaliação das variáveis prognósticas discretas

A verificação de previsões de variáveis discretas torna-se mais fácil sob a forma categórica, em que apenas um grupo de possíveis eventos possa ocorrer. Nesse tipo de avaliação existe tipicamente uma categoria para cada tipo de correspondência entre os dados previstos e observados.

Convencionalmente, avaliações categóricas dispõem de uma *tabela de contingência* ($I \times J$) de freqüências absolutas ou contagens de $I \times J$ possíveis combinações de previsões

e observações.

A variável de precipitação foi avaliada neste trabalho de forma categorial (binária), ou seja, o critério de acerto ou erro da previsão baseia-se na ocorrência ou não do evento chuva. Pelo fato da precipitação tratar-se de um fenômeno bastante pontual no espaço e no tempo, estabeleceu-se adotar o valor acumulado de precipitação a cada três horas, determinando o valor crítico para esse período de 1 mm, sendo que abaixo do mesmo, o evento é considerado “não-chuva”. A Figura 8 ilustra o arranjo das possíveis combinações entre previsões/observações da variável precipitação como uma tabela de contingência. O número total de pares (X,Y) é dado por $n = A_{OP} + B_{OP} + C_{OP} + D_{OP}$.

		Observado	
		Chuva	Não- chuva
Previsto	Chuva	A_{OP}	B_{OP}
	Não- chuva	C_{OP}	D_{OP}

Figura 8: Tabela de contingência para a variável de precipitação

7.2.1 Índice de acerto

A medida mais direta e intuitiva da acurácia de previsões categóricas é o *índice de acerto* - *IA*. Esse índice indica simplesmente o número total de acertos em relação ao número total de eventos. Quanto mais próximo de 1, melhor é a acurácia da previsão, e de zero, pior é a acurácia. De acordo com a tabela de contingência (Figura 8), o índice de acerto é dado por:

$$IA = \frac{A_{OP} + D_{OP}}{n}. \quad (7.21)$$

Esse índice, entretanto, penaliza igualmente os dois tipos de erros (B_{OP} e C_{OP}), não identificando onde o modelo está com maior deficiência de previsibilidade.

7.2.2 Índice composto

Uma alternativa para o índice de acerto, usada freqüentemente para medir a acurácia do modelo particularmente quando o evento a ser previsto ocorre substancialmente com menor freqüência do que a não ocorrência, é o *índice composto* - IC (WILKS, 1995). Esse índice é dado por:

$$IC = \frac{A_{OP}}{A_{OP} + B_{OP} + C_{OP}}. \quad (7.22)$$

O índice composto é o número de previsões corretas de ocorrência do evento dividido pelo número de ocasiões em que o evento foi previsto e/ou observado. O pior índice composto é 0, e o melhor, 1.

7.2.3 Probabilidade de detecção

A probabilidade de detecção (PD) é simplesmente a razão da previsão correta do evento com relação à ocorrência do evento, correta ou incorretamente previsto. De acordo com a tabela de contingência (Figura 8), a probabilidade de detecção é dada por:

$$PD = \frac{A_{OP}}{A_{OP} + C_{OP}}. \quad (7.23)$$

Para uma previsão perfeita a probabilidade de detecção é 1, e para a pior previsão, é 0. Esse também é um índice que mede a acurácia do modelo.

7.2.4 Índice de alarme falso

O índice de alarme falso (IAF) é a proporção entre previsões erradas de ocorrência do evento em relação ao total de ocorrências previstas pelo modelo, ou seja:

$$IAF = \frac{B_{OP}}{A_{OP} + B_{OP}}. \quad (7.24)$$

Quanto mais próximo de 0 o índice de alarme falso, maior a destreza do modelo, e quanto mais próximo de 1, pior.

7.2.5 Viés

O viés, ou a comparação entre a média das previsões com a média das observações, de uma avaliação categórica é dado pela razão:

$$VIES = \frac{A_{OP} + B_{OP}}{A_{OP} + C_{OP}}. \quad (7.25)$$

O viés é simplesmente a razão entre a ocorrência de eventos previstos e a ocorrência de eventos observados. Um valor de viés igual a 1 indica que o evento foi previsto o mesmo número de vezes que foi observado (WILKS, 1995). O viés não é um indicador da acurácia do modelo, mas sim mostra a tendência do mesmo. Viés superiores a 1 indicam uma previsão superestimada da ocorrência do evento, ou seja, o número de eventos previstos foi superior ao número de eventos observados. Viéses inferiores a 1 indicam uma previsão subestimada, com a previsão da ocorrência do evento inferior à observada.

7.2.6 Índice de acerto com chuva

O índice de acerto com chuva (IAC) é dado pela razão das previsões corretas da ocorrência do evento com relação ao total de eventos previstos e observados, ou seja:

$$IAC = \frac{A_{OP}^2}{(A_{OP} + B_{OP})(A_{OP} + C_{OP})}. \quad (7.26)$$

Quanto melhor a previsão, o índice de acerto com chuva se aproxima de 1. Quando não há ocorrência do evento e a correta previsão (categoria A_{OP}) não há sentido calcular esse índice.

7.2.7 Índice de acerto sem chuva

A razão entre as previsões corretas da não ocorrência do evento com relação ao total da não ocorrência do evento prevista e observada é dado pelo índice de acerto sem chuva (IAS):

$$IAS = \frac{B_{OP}^2}{(B_{OP} + D_{OP})(C_{OP} + D_{OP})}. \quad (7.27)$$

Quanto mais o índice acerto sem chuva se aproximar de 1, melhor será a previsão, não fazendo sentido calcular esse índice quando não há ocorrência da categoria D_{OP} .

8 Resultados

Um sistema de avaliação utilizando o cálculo dos escores, conforme apresentado no Capítulo 7, para as variáveis prognósticas de temperatura, umidade, pressão atmosférica e precipitação, foi desenvolvido para poder analisar quantitativamente a destreza das previsões do modelo ARPS. Neste trabalho estão sendo avaliadas as execuções de 00 UTC com previsões de 48 horas.

Para a melhor visualização dos resultados e análise das previsões, foram gerados gráficos diários de comparação entre os dados observados e previstos para cada estação de observação e para todo o período avaliado (02/2001 a 02/2003 com uma falha de dados entre 08/2001 e 09/2001). Foram calculados os respectivos escores de avaliação diária para cada variável prognóstica.

Além da avaliação diária, para se obter uma visão espacial, foram gerados mapas mensais da variação dos escores no Estado do Paraná.

Para acompanhar a evolução temporal dos escores, e identificar possíveis tendências sazonais, foram gerados gráficos de valores médios mensais dos escores para cada estação para todo o período avaliado.

Finalmente, para analisar os horários críticos de previsão, foram gerados gráficos mensais médios de todas as estações, apresentando os escores por hora de previsão, ou seja, para cada uma das 48 horas.

Devido à grande quantidade de resultados, para efeito de apresentação e ilustração, foram escolhidos seis dias dentre todo o período estudado, sendo que três desses dias apresentaram previsões de temperatura do ar relativamente boas (iniciadas às 00 UTC

dos dias 17/01/2002, 06/05/2002 e 25/01/2003) e três apresentaram previsões de temperatura do ar relativamente ruins (iniciadas às 00 UTC dos dias 19/05/2001, 29/04/2002 e 11/10/2002). Limitamos a apresentação da maioria dos resultados a cinco estações telemétricas: Curitiba, Londrina, Cascavel, Guarapuava e Guaratuba (Figura 9). Essas estações foram escolhidas buscando-se uma representatividade de cada região do Estado do Paraná. Essa amostra será importante para poder analisar os impactos das modificações feitas no modelo ISBA, já descritas no Capítulo 6.

Na Seção 8.1 desse capítulo serão apresentados os resultados das previsões do mo-

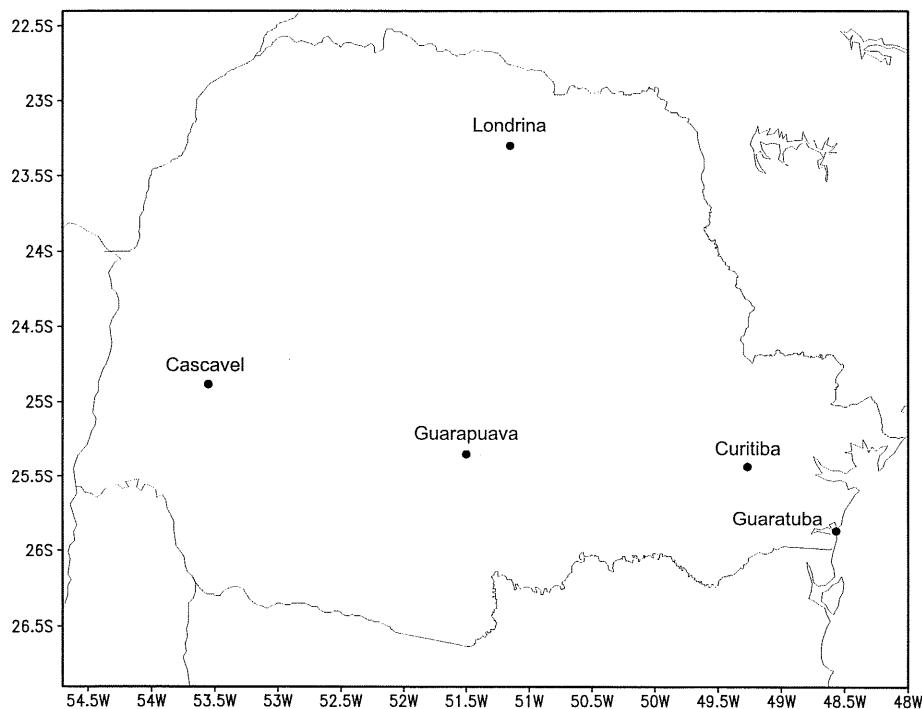


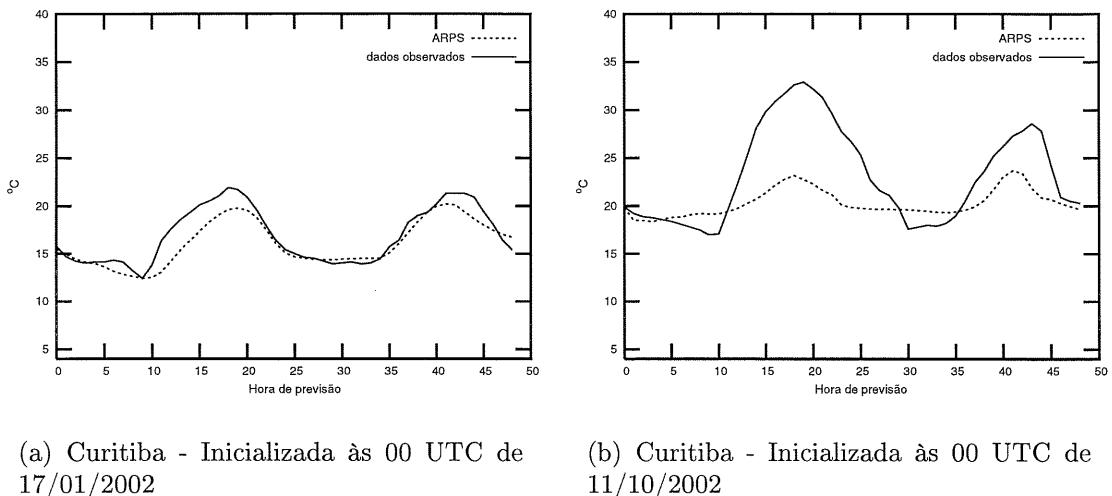
Figura 9: Localização das estações telemétricas escolhidas para apresentação da maioria dos resultados

delo ARPS original em relação aos dados observados. Na Seção 8.2 serão apresentados os resultados de previsões com inicialização diferente das variáveis de solo. Os resultados das modificações do modelo ISBA, que incluíram ao modelo original um terceiro nível de solo, um termo de drenagem gravitacional, e um termo de escoamento superficial serão apresentados na Seção 8.3 e os resultados obtidos com modificações nos parâmetros de vegetação serão apresentados na Seção 8.4.

8.1 Modelo Original

Através dos gráficos diários de comparação das variáveis prognósticas, observamos que o modelo tem gerado previsões de temperatura sistematicamente inferiores aos dados observados. A diferença entre a temperatura prevista e observada variou desde poucos graus celsius nos dias em que as previsões foram relativamente boas, como indicado por exemplo na Figura 10(a) dos dados de 17/01/2002 de Curitiba, a mais de 10°C nos dias em que as previsões foram relativamente ruins, como indicado na Figura 10(b) de 11/10/2002 de Curitiba. As demais estações telemétricas apresentaram um comportamento semelhante ao de Curitiba.

Nos gráficos comparativos para pressão atmosférica (não reduzida ao nível do mar),



(a) Curitiba - Inicializada às 00 UTC de 17/01/2002

(b) Curitiba - Inicializada às 00 UTC de 11/10/2002

Figura 10: Comparaçāo entre temperatura (em °C) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas

observou-se erros nas pressões previstas com relação às observadas tanto para mais quanto para menos. Isso deve-se principalmente pelas diferenças entre as altitudes do primeiro nível do modelo geradas na interpolação e as altitudes reais de cada estação. A Tabela 7 apresenta as altitudes do terreno reais e interpoladas no modelo. Para a altura de observação nas telemétricas, deve-se somar 10m devido à altura da torre de medição, e para o primeiro nível do modelo, deve-se somar 20m à altitude do terreno interpolada.

Os valores apresentados na Tabela 7 refletem claramente os resultados obtidos.

Tabela 7: Altitudes reais e interpoladas no modelo

Nome da estação	Altitude real do terreno (m)	Altitude do terreno no modelo (m)	Altitude de observação real (m)	Altitude no 1º nível do modelo (m)	Altitude no 1º nível do modelo - real (m)
Cascavel	719,00	624,8615	729,00	644,8615	-84,1385
Curitiba	935,00	927,6525	945,00	947,6525	2,6525
Guarapuava	1070,00	1011,4890	1080,00	1031,4890	-48,5110
Guaratuba	0,00	44,0126	10,00	64,0126	54,0126
Londrina	585,00	519,9455	595,00	539,9455	-55,0545

Nas estações de Londrina, Cascavel e Guarapuava, observou-se que as previsões de pressão atmosférica apresentaram-se sistematicamente superiores aos dados observados (por exemplo, Figura 11(a)). Já em Guaratuba, os dados previstos estão sistematicamente inferiores aos observados (Figura 11(b)), e em Curitiba, observou-se uma maior coerência entre os dados (Figura 11(c)). Podemos observar nessas figuras apresentadas que os dados previstos obedecem de maneira relativamente boa às tendências de queda e de aumento encontradas nos dados observados. Para eliminar esse problema de diferença de altitudes, basta fazer a comparação da variável de pressão reduzida ao nível do mar.

Pode-se observar para as previsões de umidade específica do ar, que essas encontraram-se mais próximas às umidades observadas nos dias em que as previsões de temperatura também foram melhores (Figura 12(a)), para a maioria das estações analisadas. Para os dias em que as previsões de temperatura foram relativamente piores, as previsões de umidade específica do ar também foram piores para a maioria das estações analisadas (Figura 12(b)). Pela observação dos gráficos comparativos de umidade específica, pode-se observar que é muito difícil para o modelo prever todas as flutuações das umidades observadas.

As previsões de precipitação, considerando o valor acumulado em três horas, não apresentaram um padrão de evolução bem definido (Figura 13). A previsão pontual quantitativa de precipitação é uma tarefa difícil, pois é influenciada pelo comportamento

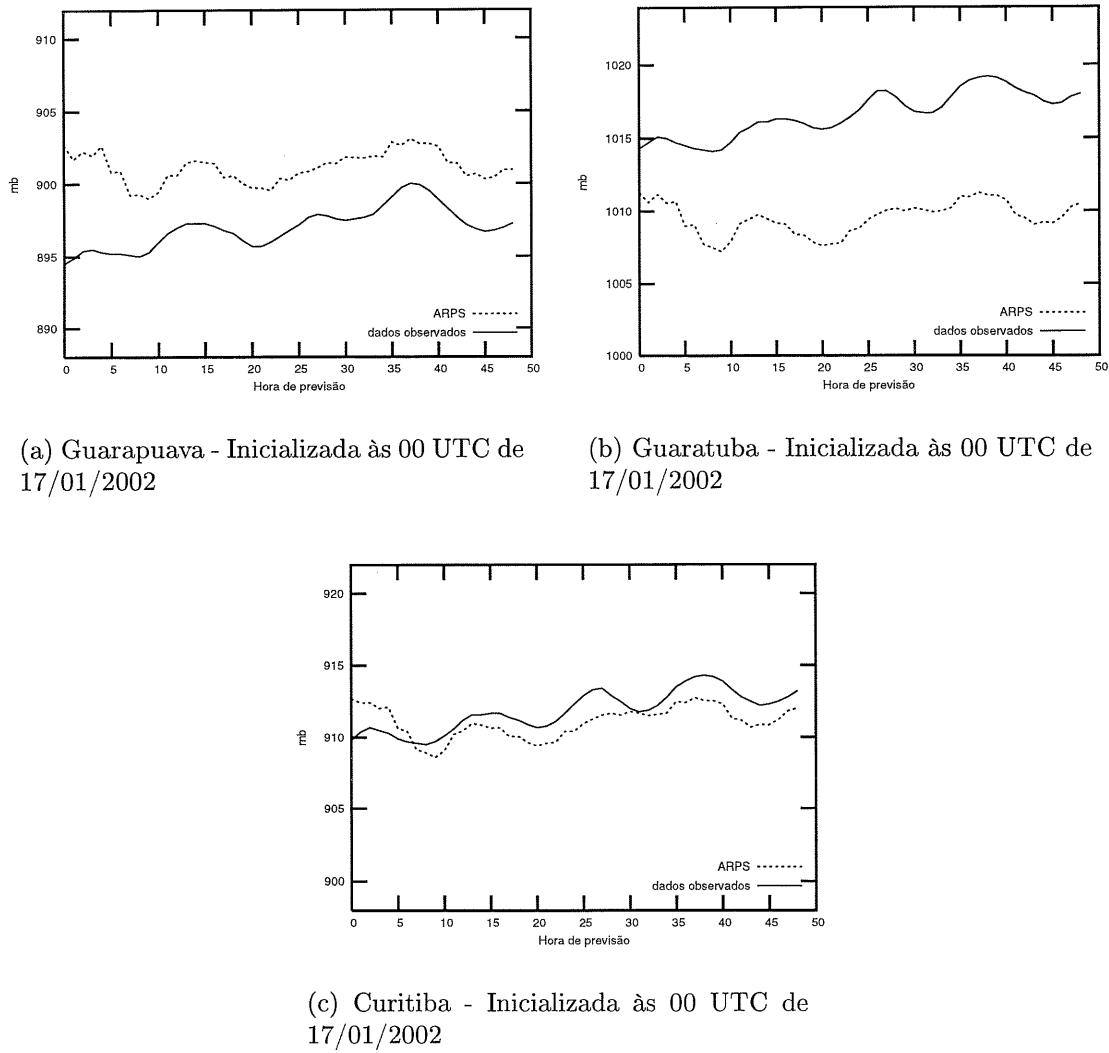


Figura 11: Comparação entre pressão atmosférica (em mb) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas

de muitas outras variáveis. As previsões incertas de precipitação, portanto, não estão necessariamente ligadas ao modelo de interações solo-vegetação-atmosfera, ou seja, a precipitação não é uma variável tão diretamente ligada ao balanço de energia em superfície como são as outras variáveis estudadas. Um estudo mais abrangente seria necessário para identificar os fatores responsáveis pela previsão pouco precisa do total pluviométrico e melhorar essas previsões, o qual não está englobado nos objetivos deste trabalho.

Pode-se verificar também através das Figuras 10(a) e 10(b) que as previsões de temperatura foram piores para os horários de previsão em torno de 18 e 43 horas, que

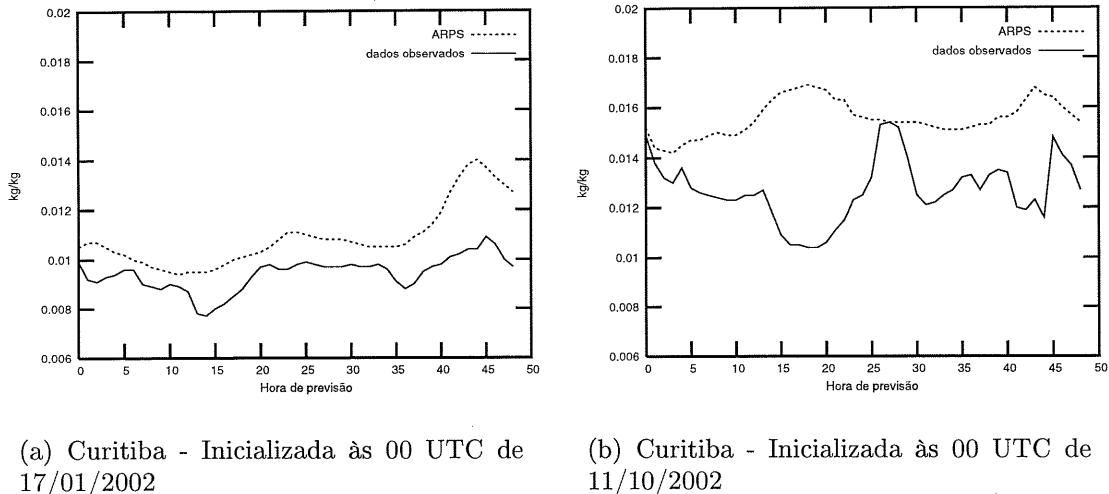


Figura 12: Comparação entre umidade específica (em kg/kg) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas

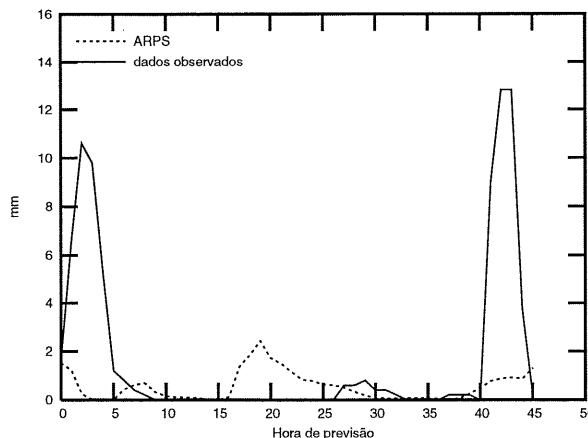


Figura 13: Comparação entre precipitação acumulada a cada três horas (em mm) prevista (linha pontilhada) e observada (linha sólida) para previsões numéricas diárias de 48 horas - Curitiba 06/05/2002 - Inicializada às 00 UTC

correspondem aos horários locais de aproximadamente 15 horas para o primeiro e 16 horas para o segundo dia de previsão.

Esse comportamento na previsão de temperatura é melhor ilustrado nas avaliações mensais por hora de previsão. Na Figura 14(a) vê-se claramente a subestimação dos valores de temperatura previstos, principalmente nos horários anteriormente apontados. A Figura 14(b) apresenta a magnitude das diferenças entre temperaturas previstas e observadas. O coeficiente de determinação apresentou uma grande variação entre os meses

do período estudado e também por hora de previsão, não apontando nenhum padrão de comportamento (Figura 14(c)).

Por esses gráficos de avaliação horária pode-se constatar também, que o problema de subestimação da temperatura não é um problema localizado no espaço e/ou no tempo, pois esse índice é calculado com as médias mensais de todas as estações.

Analizando os mapas do Estado do Paraná, verificou-se uma subestimação da tem-

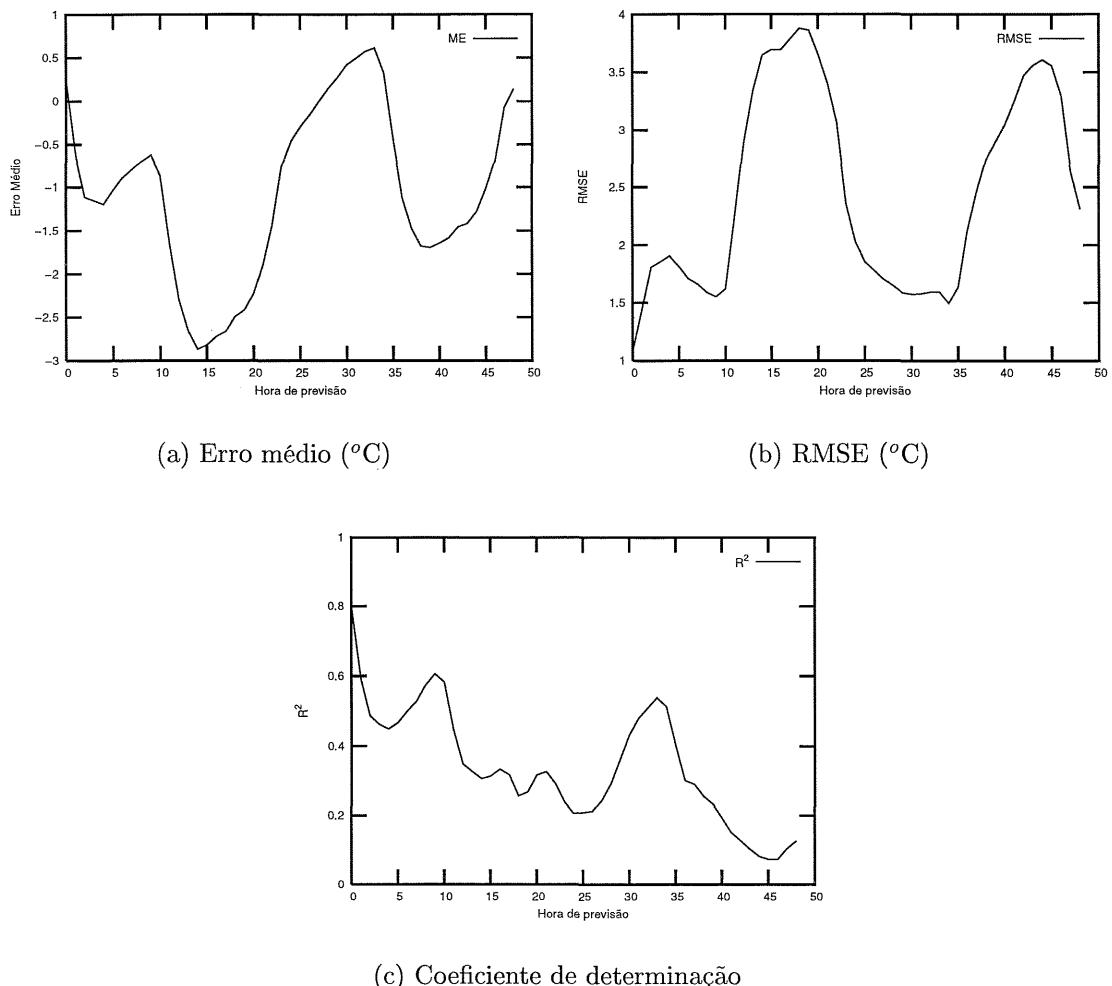


Figura 14: Escores médios mensais de todas as estações telemétricas do Estado do Paraná para a temperatura por hora de previsão - 01/2002

peratura média mensal em praticamente todas as estações em todo o período avaliado (Figuras 15 e 16).

A Tabela 8 apresenta os nomes de cada estação, relacionadas aos códigos usados nas

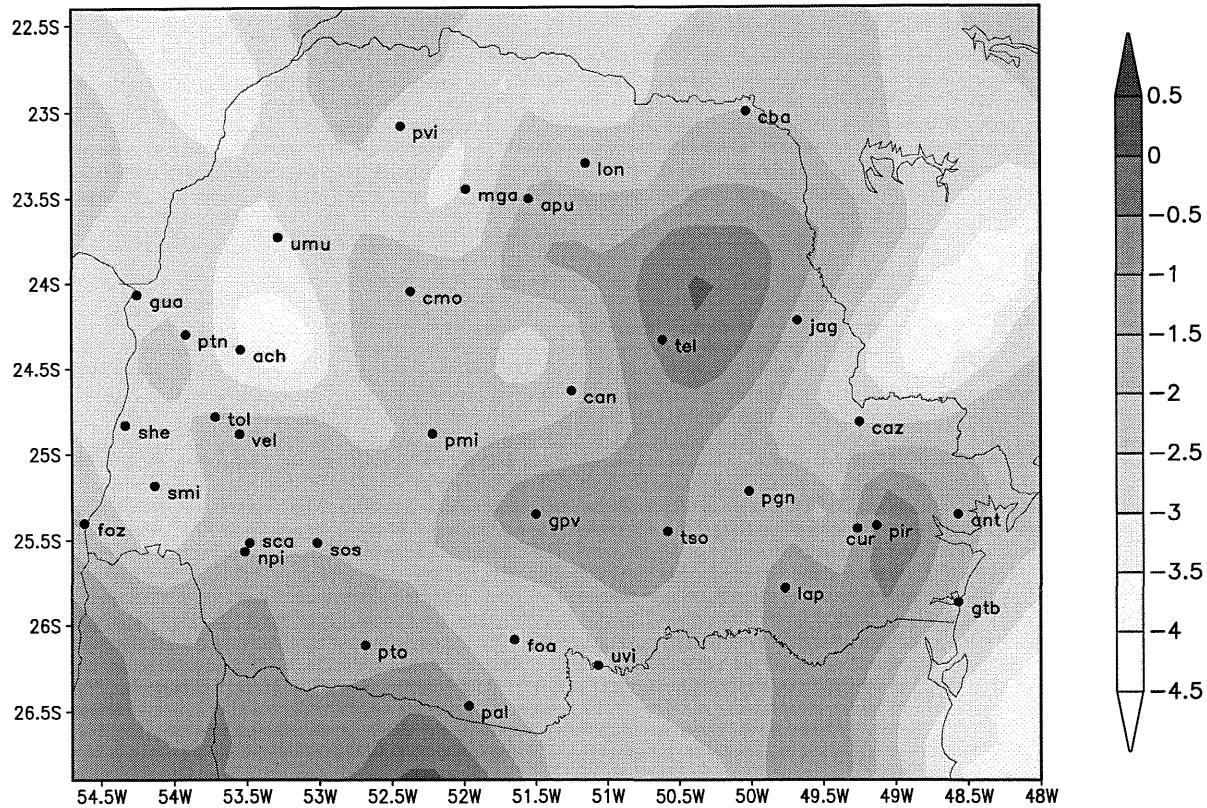


Figura 15: Erro médio mensal (em $^{\circ}\text{C}$) da temperatura no Estado do Paraná - 10/2002

Figuras 15 e 16.

Algumas tendências de erros mais elevados foram encontradas, por exemplo, nas estações de Assis Chateaubriand e Foz do Areia, e de erros mais baixos, como por exemplo na estação de Telêmaco Borba (Figuras 15 e 16), porém esse comportamento não se manteve constante em todo o período.

Pelos gráficos de evolução temporal dos escores, observamos mais uma vez, que não há um padrão de comportamento sazonal da média mensal dos escores de todas estações (Figuras 17(a) a 17(e)).

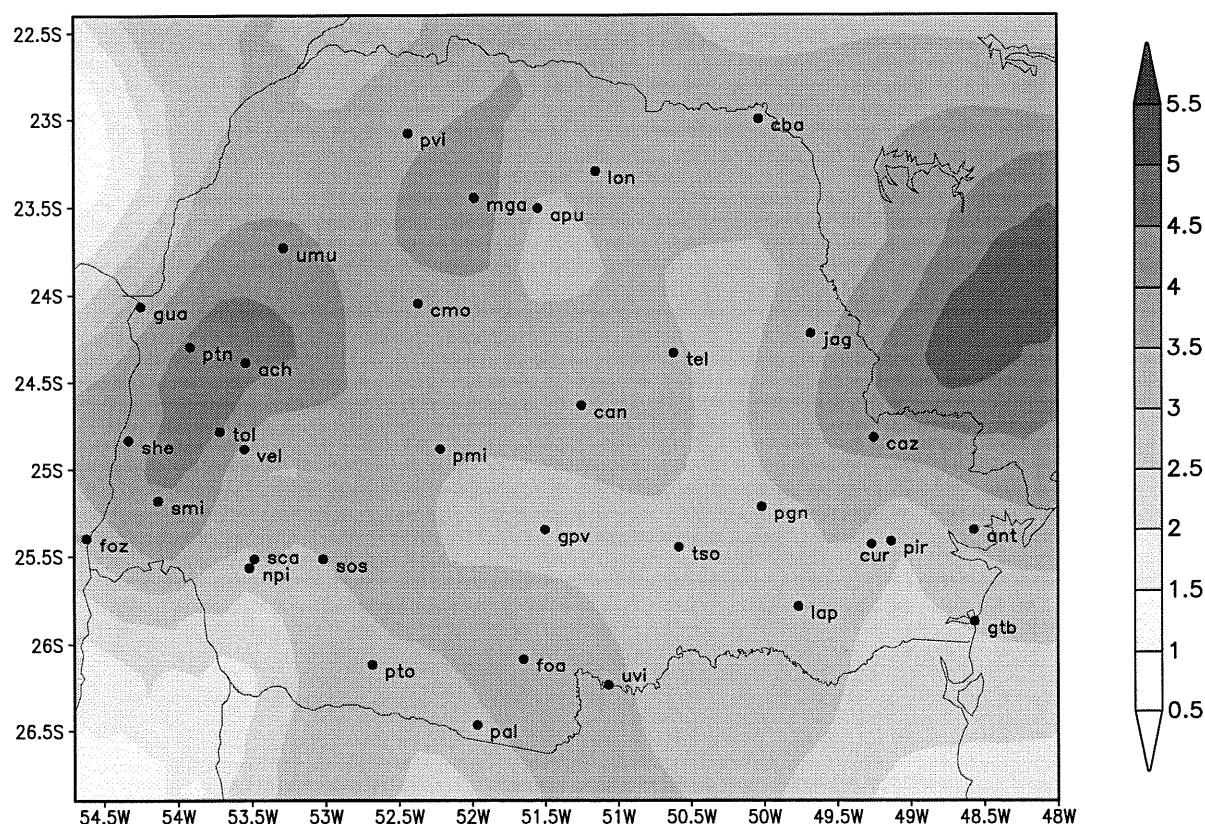


Figura 16: RMSE médio mensal (em $^{\circ}\text{C}$) da temperatura no Estado do Paraná - 10/2002

Tabela 8: Códigos das estações telemétricas

Código	Nome da estação
ant	Antonina
apu	Apucarana
ach	Assis Chateaubriand
cba	Cambará
cmo	Campo Mourão
can	Cândido de Abreu
vel	Cascavel
caz	Cerro Azul
cur	Curitiba
foa	Foz do Areia
foz	Foz do Iguaçu
gua	Guaira
gpv	Guarapuava
gtb	Guaratuba
jag	Jaguariaiva
lap	Lapa
lon	Londrina
mga	Maringá
npi	Nova Prata do Iguaçu
pal	Palmas
pmi	Palmital
ptn	Palotina
pvi	Paranavaí
pto	Pato Branco
pir	Piraquara
pgn	Ponta Grossa
sca	Salto Caxias
sos	Salto Osório
she	Santa Helena
smi	São Miguel do Iguaçu
tso	Teixeira Soares
tel	Telêmaco Borba
tol	Toledo
umu	Umuarama
uvi	União da Vitória

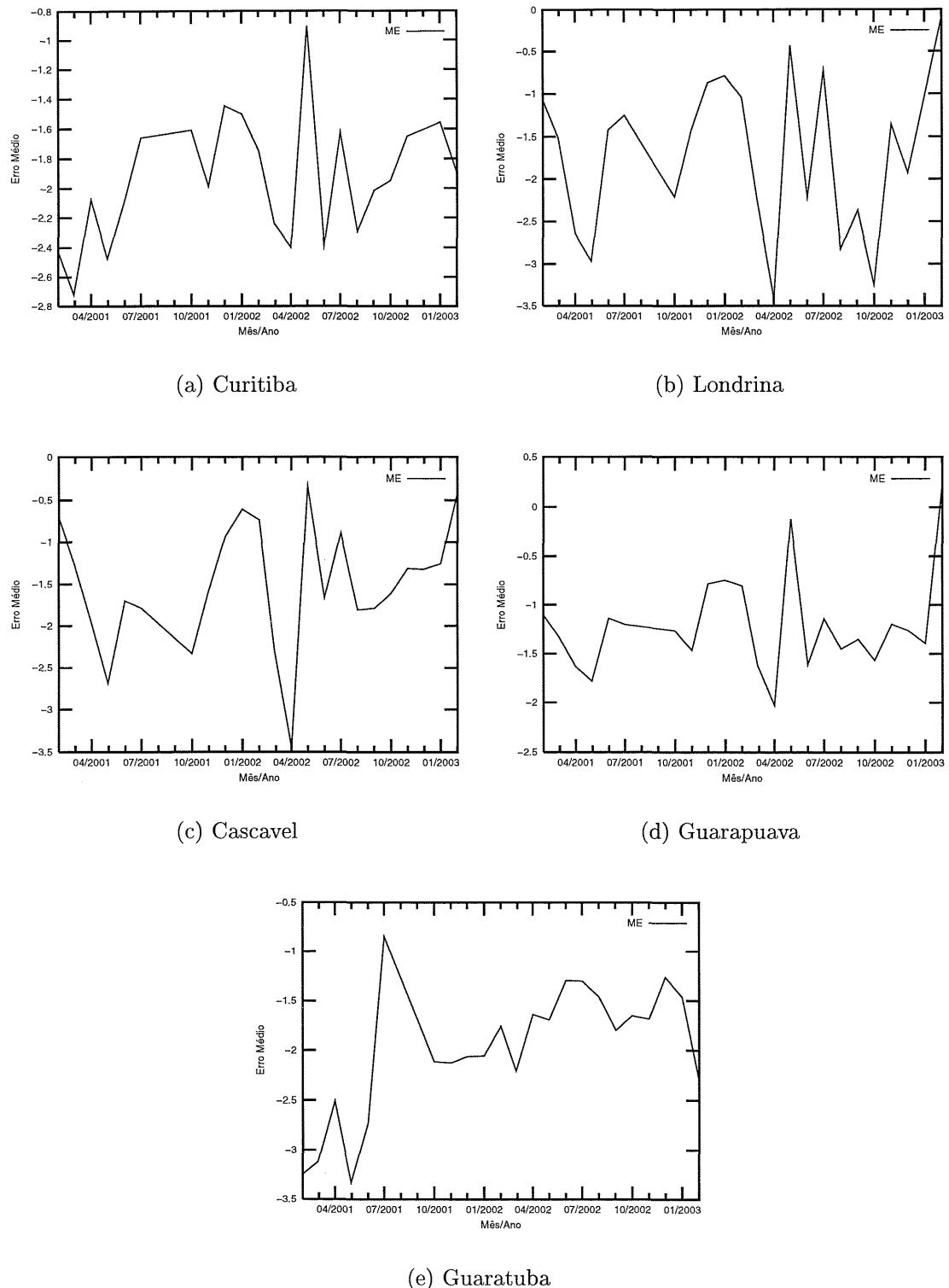


Figura 17: Evolução temporal de 02/2001 a 02/2003 do erro médio mensal (em $^{\circ}\text{C}$) da temperatura para as cinco estações estudadas

Para a variável prognóstica de precipitação, pode-se observar que o modelo tem acertado mais, em todas as estações, nas previsões onde não há ocorrência de chuva (Figura 18(a)). O índice de alarme falso encontra-se bastante elevado, enquanto que o índice de probabilidade de detecção encontra-se baixo (Figura 18(b)).

Apesar do modelo não estar prevendo bem os eventos de precipitação, os gráficos de

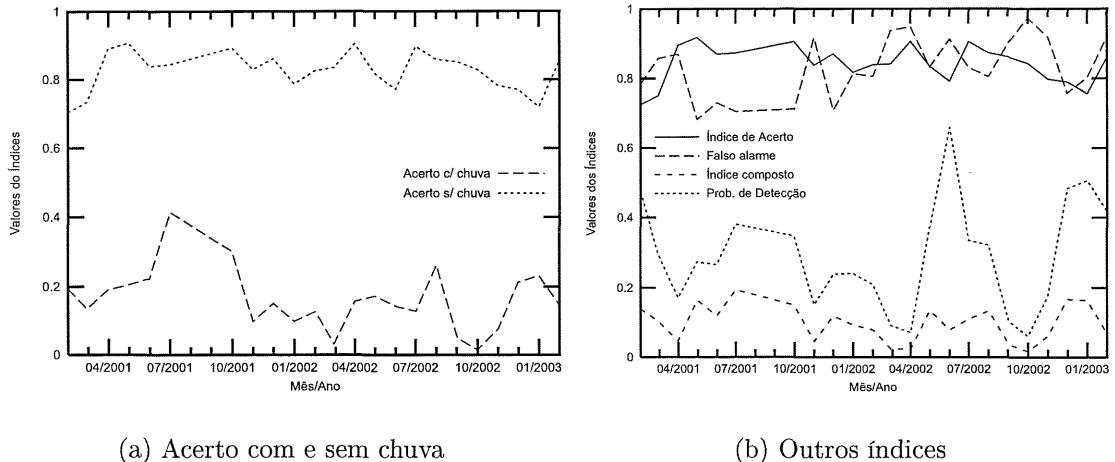


Figura 18: Evolução temporal dos valores médios mensais dos índices estatísticos de precipitação em Curitiba

previsão dessa variável foram muito importantes para a compreensão do comportamento de outras variáveis como, por exemplo, a umidade do solo.

As Tabelas 9, 10 e 11 apresentam os cálculos dos escores diárias para as variáveis de temperatura, umidade específica do ar e precipitação respectivamente, para os dias escolhidos.

Tabela 9: Escores calculados para temperatura em superfície

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
ME	-3,0741	-2,5705	-1,2386	-3,3460	-3,8830	-2,9637
RMSE	3,6556	3,2512	2,5087	3,8219	4,7419	3,9213
r^2	0,6931	0,6578	0,6927	0,3924	0,7170	0,6442
Regr. Lin. a	3,0207	6,2815	3,8150	4,9724	3,3308	2,9404
Regr. Lin. b	0,5969	0,3606	0,5802	0,5588	0,5431	0,6061
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
ME	-0,4320	-1,2976	-1,0729	-2,3494	-0,9904	-1,0739
RMSE	1,6026	1,8132	1,6266	2,5795	1,5766	1,8849
r^2	0,8395	0,8126	0,9148	0,7122	0,9364	0,8797
Regr. Lin. a	4,4725	0,7080	1,8799	5,1521	3,7177	2,5508
Regr. Lin. b	0,7704	0,8814	0,8356	0,6734	0,7812	0,8222
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
ME	-1,5908	-1,7090	-0,6707	-1,8714	-1,3269	-1,4890
RMSE	3,9047	3,0362	3,0887	2,2930	3,2626	3,3658
r^2	0,0583	0,5931	0,1207	0,6271	0,3207	0,2317
Regr. Lin. a	18,0121	11,5379	15,4207	10,4992	16,1777	16,0786
Regr. Lin. b	0,0858	0,3582	0,1467	0,4885	0,2142	0,1923
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
ME	-0,4851	-0,4000	-0,6563	-1,0999	-0,8168	-0,8264
RMSE	1,6297	1,0745	1,9546	1,5269	1,9076	1,7441
r^2	0,8573	0,7507	0,8026	0,0765	0,8313	0,7713
Regr. Lin. a	11,0966	8,4635	10,5981	17,5010	8,4309	9,6010
Regr. Lin. b	0,4117	0,5103	0,3752	0,1721	0,5743	0,4886
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
ME	-1,2610	-3,2494	-1,3148	-2,1959	-6,3248	-2,5776
RMSE	4,3848	4,7606	4,0287	2,4071	7,3590	4,6159
r^2	0,1369	0,5768	0,1828	0,7487	0,1996	0,3109
Regr. Lin. a	16,6293	11,0652	14,1413	7,2285	11,6932	12,8643
Regr. Lin. b	0,2119	0,3845	0,2415	0,6162	0,3435	0,3452
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
ME	0,1582	0,4513	0,0850	0,5351	0,8298	-0,0075
RMSE	1,9283	0,7978	1,2287	1,1801	1,4353	1,6934
r^2	0,0528	0,7051	0,5823	0,3514	0,6124	0,4040
Regr. Lin. a	16,7726	3,5648	6,0178	11,5669	-6,6489	7,4618
Regr. Lin. b	0,2327	0,8288	0,6867	0,5111	1,3559	0,6811

Tabela 10: Escores calculados para umidade específica em superfície

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
ME	0,0019	0,0008	0,0018	-0,0007	0,0012	0,0013
RMSE	0,0020	0,0010	0,0020	0,0011	0,0013	0,0016
r^2	0,6279	0,5711	0,1949	0,1180	0,7888	0,5861
Regr. Lin. a	0,0032	-0,0021	0,0049	0,0036	0,0021	0,0023
Regr. Lin. b	0,8460	1,3310	0,6137	0,6300	0,9039	0,8941
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
ME	0,0009	0,0015	0,0008	0,0007	0,0022	0,0010
RMSE	0,0015	0,0017	0,0011	0,0009	0,0030	0,0015
r^2	0,1832	0,6139	0,0852	0,6820	0,0005	0,3171
Regr. Lin. a	0,0097	-0,0025	0,0053	-0,0019	0,0127	0,0061
Regr. Lin. b	0,2113	1,4245	0,5411	1,2155	0,0333	0,5329
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
ME	0,0013	0,0022	0,0010	0,0008	0,0016	0,0011
RMSE	0,0020	0,0026	0,0017	0,0010	0,0021	0,0019
r^2	0,0214	0,0754	0,0358	0,6521	0,0684	0,1895
Regr. Lin. a	0,0178	0,0071	0,0188	-0,0001	0,0120	0,0094
Regr. Lin. b	-0,2376	0,6018	-0,3694	1,0578	0,2579	0,3902
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
ME	-0,0015	0,0009	0,0006	0,0000	0,0001	0,0001
RMSE	0,0017	0,0010	0,0009	0,0006	0,0010	0,0010
r^2	0,0994	0,5830	0,5610	0,1130	0,2657	0,4050
Regr. Lin. a	0,0178	0,0037	0,0066	0,0109	0,0089	0,0078
Regr. Lin. b	-0,1800	0,7773	0,5188	0,2818	0,3971	0,4620
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
ME	0,0026	0,0030	0,0015	0,0001	0,0026	0,0012
RMSE	0,0029	0,0034	0,0024	0,0011	0,0033	0,0023
r^2	0,0684	0,2641	0,3429	0,0008	0,0092	0,1230
Regr. Lin. a	0,0103	0,0194	0,0253	0,0161	0,0148	0,0167
Regr. Lin. b	0,4140	-0,3046	-0,7978	-0,0213	0,0542	-0,0898
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
ME	-0,0003	0,0006	-0,0002	-0,0001	-0,0009	-0,0006
RMSE	0,0010	0,0009	0,0006	0,0008	0,0012	0,0014
r^2	0,5887	0,5621	0,7367	0,3028	0,6386	0,4948
Regr. Lin. a	0,0024	0,0042	-0,0001	0,0091	-0,0010	0,0043
Regr. Lin. b	0,8299	0,7312	0,9910	0,4077	1,0093	0,7016

Tabela 11: Escores calculados para precipitação

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
IA	0,9130	1,0000	0,8478	1,0000	1,0000	0,9329
IC	0,0000	-	0,0000	-	-	0,0000
PD	0,0000	-	0,0000	-	-	0,0000
IAF	-	-	-	-	-	-
VIES	0,0000	-	0,0000	-	-	0,0000
IAC	-	-	-	-	-	-
IAS	0,9130	1,0000	0,8478	1,0000	1,0000	0,9329
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
IA	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	0,8913	0,9919
IC	-	-	-	-	0,0000	0,0000
PD	-	-	-	-	-	0,0000
IAF	-	-	-	-	1,0000	1,0000
VIES	-	-	-	-	-	0,0000
IAC	-	-	-	-	-	-
IAS	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	0,8913	0,9919
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
IA	0,6522	0,6304	0,6087	0,8261	0,5652	0,6646
IC	0,2000	0,0000	0,0000	0,2727	0,0000	0,1238
PD	0,3636	0,0000	0,0000	0,5000	-	0,4710
IAF	0,6923	1,0000	1,0000	0,6250	1,0000	0,8520
VIES	1,1818	3,2500	3,5000	1,3333	-	3,7597
IAC	0,1119	0,0000	0,0000	0,1875	-	0,1054
IAS	0,5853	0,6068	0,5833	0,8059	0,5652	0,6330
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
IA	0,9348	0,6957	0,9783	0,5000	1,0000	0,8292
IC	0,0000	0,1765	0,6667	0,0000	1,0000	0,1577
PD	0,0000	0,3000	0,6667	0,0000	1,0000	0,3746
IAF	-	0,7000	0,0000	1,0000	0,0000	0,7862
VIES	0,0000	1,0000	0,6667	0,9167	1,0000	1,4768
IAC	-	0,0900	0,6667	0,0000	1,0000	0,2319
IAS	0,9348	0,6489	0,9773	0,4445	1,0000	0,8184
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
IA	0,7391	0,7826	0,7391	0,9565	0,8913	0,7516
IC	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	0,0424
PD	0,0000	0,0000	0,0000	-	-	0,1233
IAF	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	0,9254
VIES	0,2000	0,6667	1,4000	-	-	1,1180
IAC	0,0000	0,0000	0,0000	-	-	0,0310
IAS	0,7298	0,7714	0,7230	0,9565	0,8913	0,7236
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
IA	0,6957	0,7174	0,4565	0,4130	0,6522	0,5832
IC	0,3636	0,4800	0,1667	0,3415	0,5152	0,3043

continua na próxima página

continuação da página anterior

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
PD	1,0000	0,7059	1,0000	0,3889	0,8500	0,6886
IAF	0,6364	0,4000	0,8333	0,2632	0,4333	0,6406
VIES	2,7500	1,1765	6,0000	0,5278	1,5000	2,7325
IAC	0,3636	0,4235	0,1667	0,2865	0,4817	0,2870
IAS	0,6316	0,5849	0,3902	0,0926	0,4063	0,4558

8.2 Inicializações distintas

A primeira tentativa buscando-se diagnosticar problemas nas previsões do modelo ARPS foi a de modificar a inicialização das variáveis de solo. A inicialização da temperatura e da umidade do solo obtidas a partir do modelo global AVN foram substituídas, respectivamente, pelo valor da temperatura do ar e por 70% da umidade de saturação do solo, que é um valor tabelado para cada tipo de solo.

Para a apresentação dos gráficos de comparação entre os dois tipos de inicialização, chamaremos a primeira de “*NP 1989 - AVN*”, por tratar-se do modelo original de Noilhan e Planton (1989) com os dados do modelo global AVN, e a segunda de “*NP 1989 - offset*” por utilizar os dados de temperatura do ar e de umidade de saturação.

Como impacto na previsão da temperatura do ar, para o dia 19/05/2001 houve uma pequena redução das temperaturas previstas com a inicialização “*NP 1989 - offset*” com relação a “*NP 1989 - AVN*” nas cinco estações estudadas, como pode ser observada de uma maneira representativa a Figura 19(a) da estação de Londrina. O fato das diferenças de temperaturas mostrarem-se praticamente constantes nas 48 horas de previsão, obteve-se uma melhora na previsão para algumas horas (de 0 às 12 e 27 às 35 da Figura 19(a)), porém uma piora para outras (demais horas). Esse comportamento portanto, não indica uma melhora das previsões de uma forma geral.

Para o dia 11/10/2002 ao contrário, houve um acréscimo das temperaturas previstas com a inicialização “*NP 1989 - offset*” com relação a “*NP 1989 - AVN*” nas cinco estações analisadas, como por exemplo a estação de Londrina (Figura 19(b)). Para os demais dias analisados, praticamente não houve diferenças entre as temperaturas previstas com as

duas inicializações distintas em todas as estações (por exemplo, Figuras 19(c) e 19(d)).

As previsões de umidade específica do ar não sofreram diferenças significativas com

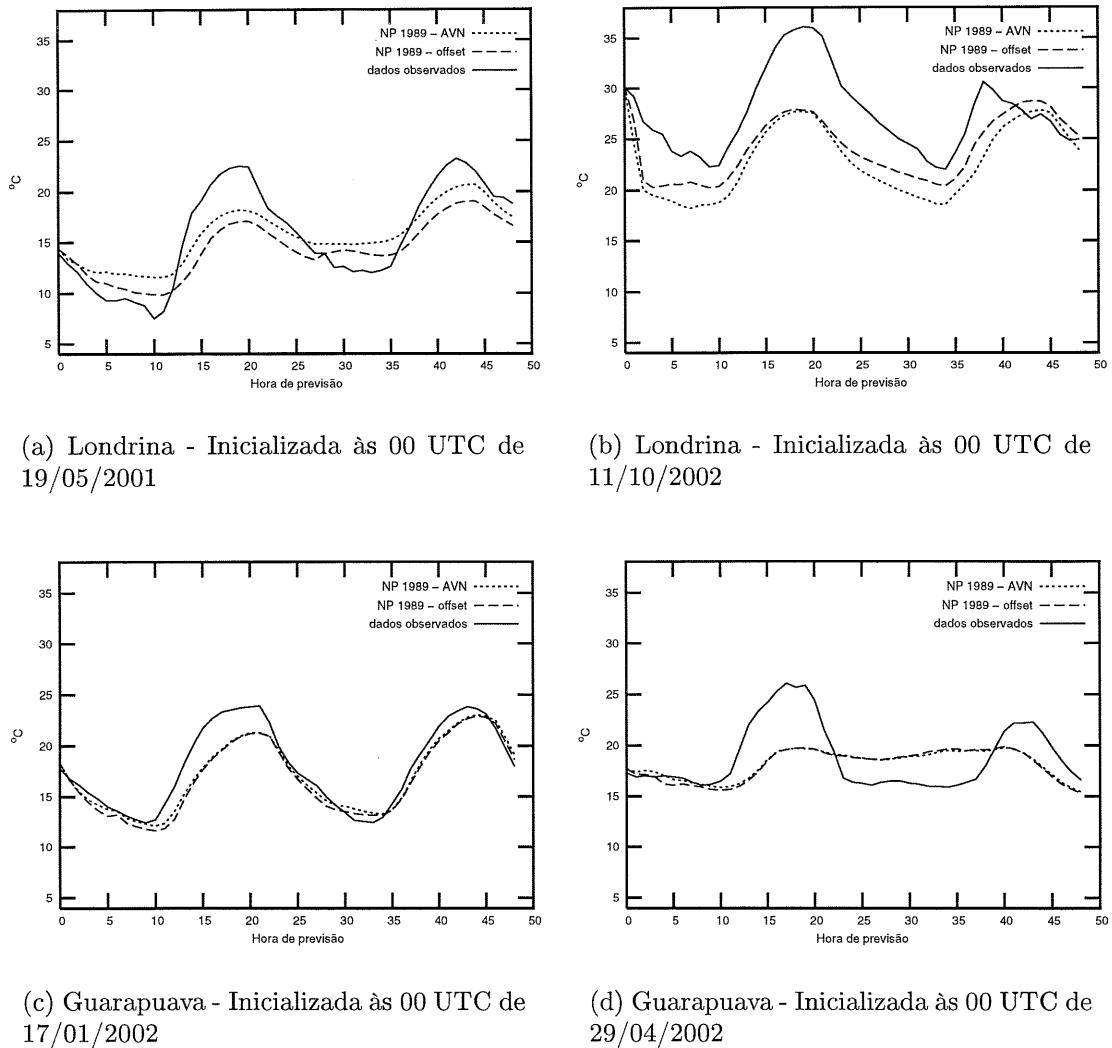


Figura 19: Comparaçao das previsões de temperatura com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (*offset*)

relação aos dois tipos de inicialização estudados (Figuras 20(a) e 20(b)). Dentre os dias analisados, o que apresentou maiores diferenças foi 19/05/2001, em que as umidades previstas com a inicialização “*NP 1989 - offset*” ficaram um pouco abaixo das previsões de “*NP 1989 - AVN*” (por exemplo, Figura 20(c)) em todas as estações analisadas.

As previsões de pressão não sofreram impactos significativos com as diferentes inicializações.

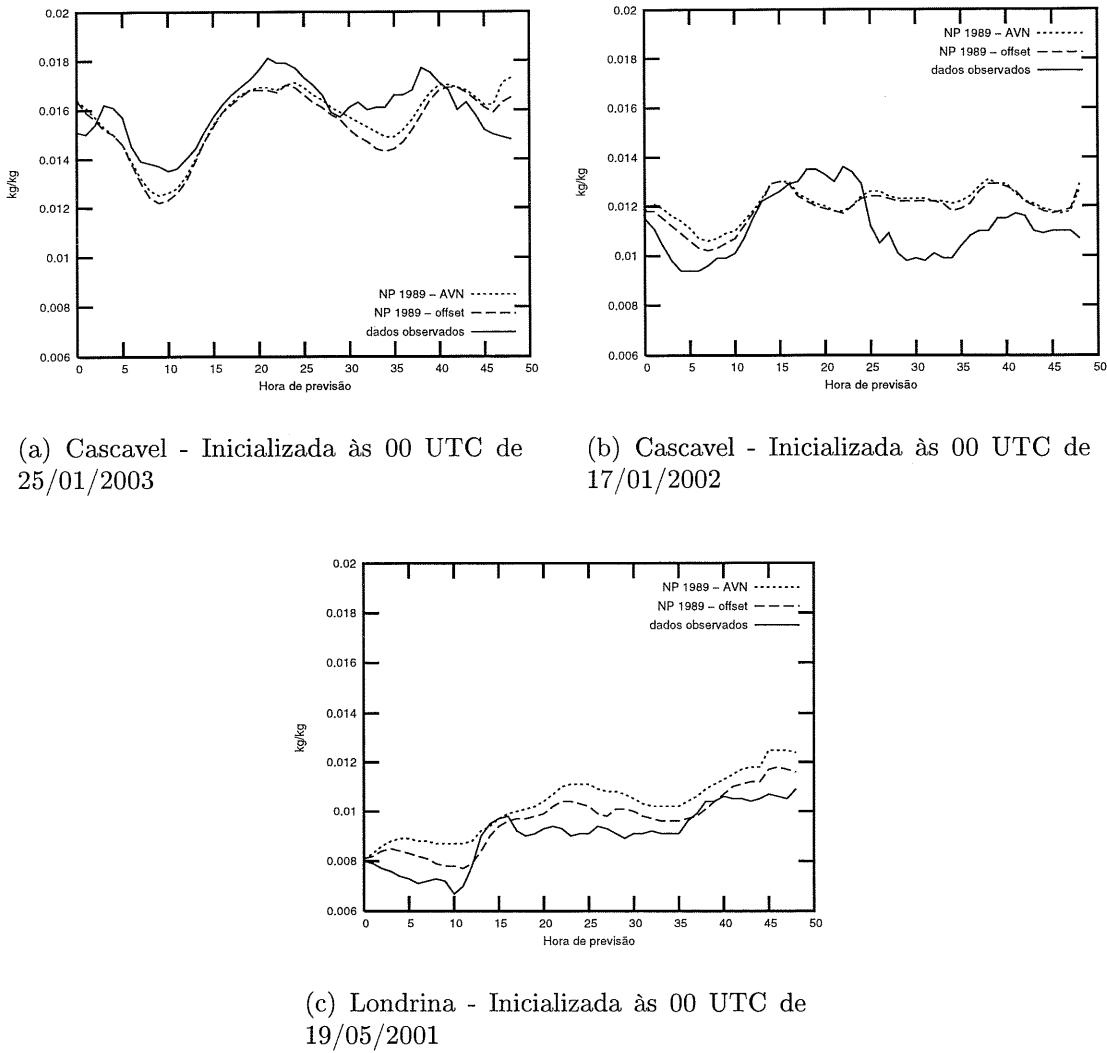


Figura 20: Comparaçāo das previsões de umidade específica com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (*offset*)

As previsões de precipitação não apresentaram qualquer padrão de comportamento. Alguns casos apresentaram uma previsão de precipitação superior para a inicialização de “*NP 1989 - offset*” com relação a “*NP 1989 - AVN*” (Figura 21(a)), para alguns, inferior (Figura 21(b)), e para outros não apresentaram diferenças significativas (Figuras 21(c) e 21(d)).

Pelos resultados até agora apresentados, pode-se observar que a alteração da inicialização das variáveis de solo não modificou de forma significativa as previsões do modelo ARPS.

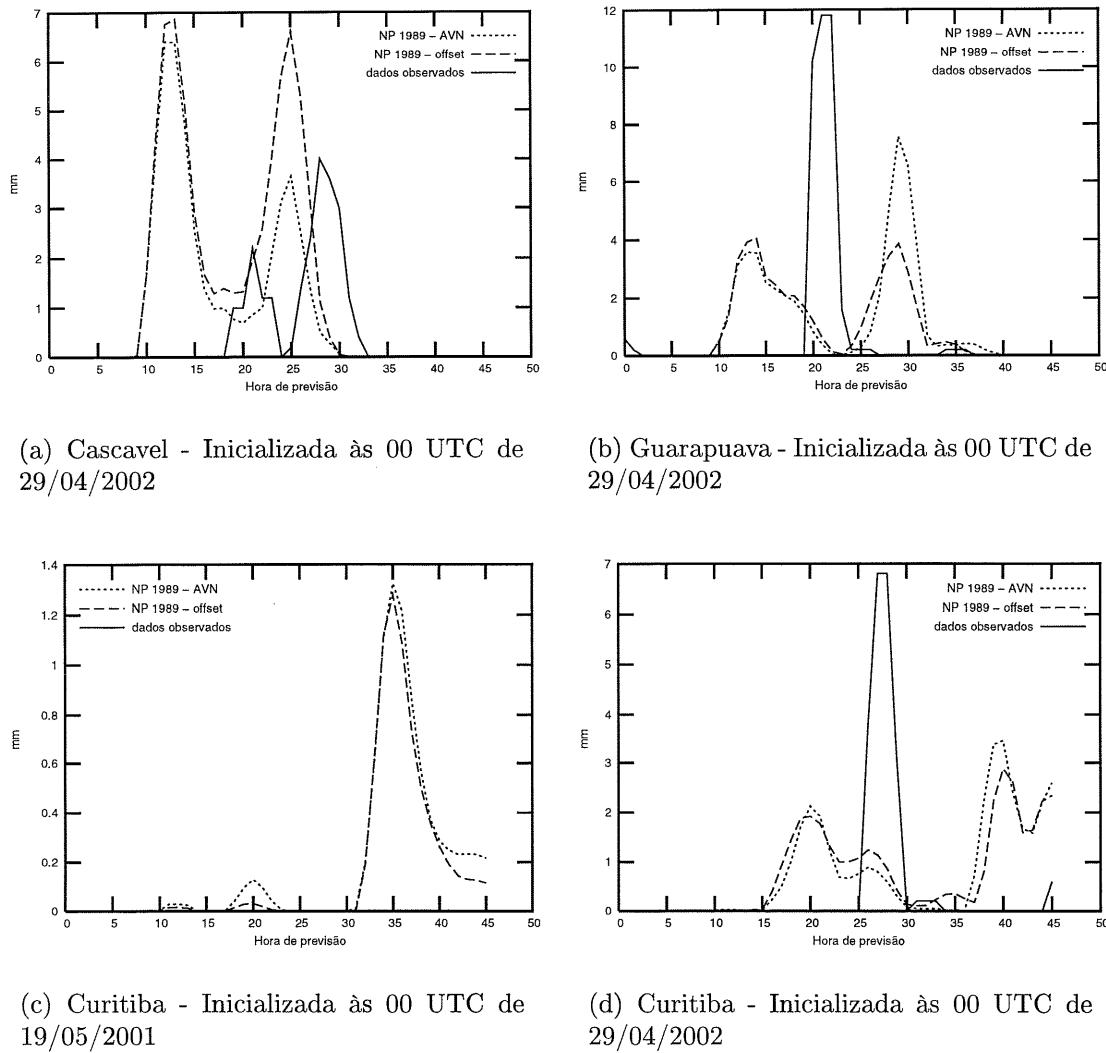


Figura 21: Comparaçāo das previsões de precipitação com inicialização das variáveis de solo pelo modelo global AVN e pela utilização dos dados de temperatura do ar e de umidade de saturação (*offset*)

8.3 Mudanças no modelo SVAT

Nesta seção serão mostrados os impactos das mudanças feitas no modelo de transferência solo-vegetação-atmosfera nas previsões do modelo ARPS. A inicialização das variáveis de solo foram feitas com o modelo global AVN.

Chamaremos as execuções feitas com a inclusão do terceiro nível de solo, com os termos de drenagem gravitacional e com o termo de *runoff* no modelo ISBA de “*BO 1999 runoff*”.

Buscando-se verificar o impacto do termo de escoamento superficial (*runoff*), o qual pode ser de grande valia no acoplamento com um modelo hidrológico, foram realizadas execuções com a inclusão dos termos de drenagem gravitacional e terceiro nível de solo, porém sem o termo de *runoff*. Essas execuções chamaremos de “*BO 1999*”.

As previsões dessas duas variações foram comparadas às previsões do modelo original de Noilhan e Planton (1989), que chamaremos de “*NP 1989*”, com as variáveis de solo também sendo inicializadas pelo modelo global AVN.

Os resultados obtidos, levando-se ou não o termo de *runoff* em consideração, mostraram que as modificações do modelo ISBA não tiveram um impacto significativo nas previsões de temperatura, pressão atmosférica e umidade do ar, em quaisquer estações e dias analisados. As Figuras 22(a), 22(b), 22(c) e 22(d) apresentam as previsões de temperatura e umidade específica do ar para as estações de Londrina e Cascavel, sendo essas figuras representativas das cinco estações estudadas. Nessas figuras as previsões estão tão próximas que as linhas se apresentam umas sobre as outras, dificultando a visualização.

Para as previsões de precipitação, foram observadas pequenas diferenças, principalmente com a inclusão do termo de *runoff*, mas não podemos afirmar que houve uma melhora das previsões se compararmos com os dados observados (Figuras 23(a) e 23(b)).

Analizando os gráficos de umidade de solo para a camada de raízes (W_2), pode-se constatar que há decaimento maior dos valores de umidade do solo com as modificações feitas no modelo ISBA (“*BO 1999*” e “*BO 1999 runoff*”) em relação ao modelo original de “*NP 1989*”, sendo que as previsões daquelas duas estão muito próximas (Figuras 24(a) e 24(b)). Não existem, entretanto, dados medidos de umidade de solo nas estações telemétricas do Simepar. Para casos onde precipitações significativas foram previstas pelo modelo, podemos observar que houve um aumento da umidade do solo prevista, como era de se esperar, em todos os modelos estudados (Figuras 25(a) e 25(b)).

O decaimento dos valores de umidade do solo não afetou, entretanto, os valores das temperaturas do solo, fluxos de calor latente e sensível, Figuras 26(a) a 26(c), respectivamente. De acordo com as Figuras 26(d) e 26(e), pode-se observar que a radiação solar

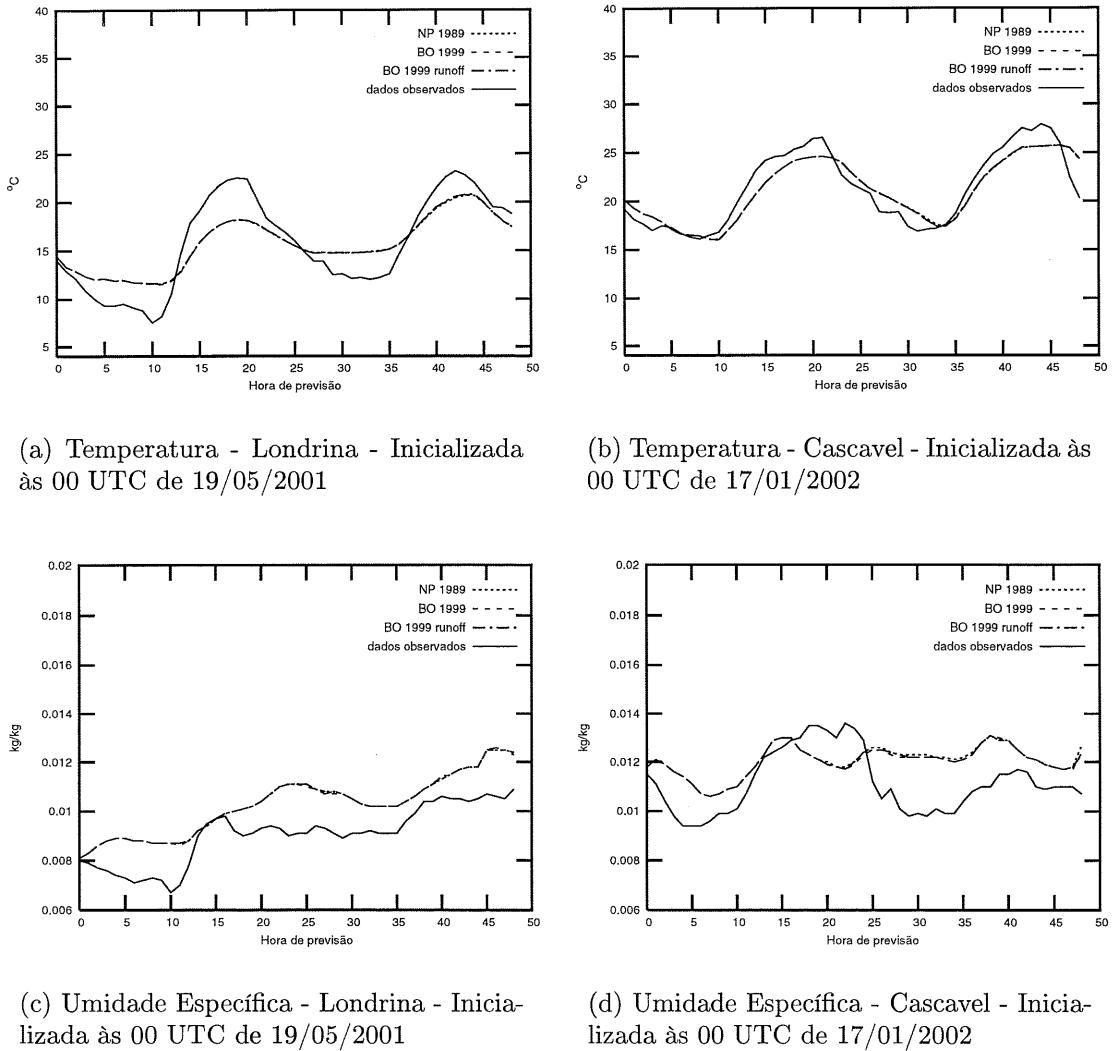


Figura 22: Comparação das previsões de temperatura e umidade específica com as modificações do modelo ISBA

prevista e radiação absorvida pela superfície não apresentaram variações significativas. As Figuras 26(a) a 26(e) representam os resultados encontrados nas cinco estações e em todos os dias estudados. A proximidade dos valores encontrados dificulta a distinção das linhas que representam cada variação analisada, sendo que essas estão praticamente umas sobre as outras.

Analizando os gráficos de previsão de radiação solar incidente, pode-se observar que a previsão super ou subestimada da radiação tem impacto direto sobre os valores de previsão de temperatura do ar (Figuras 27(a) e 27(b)). Entretanto, mesmo quando há

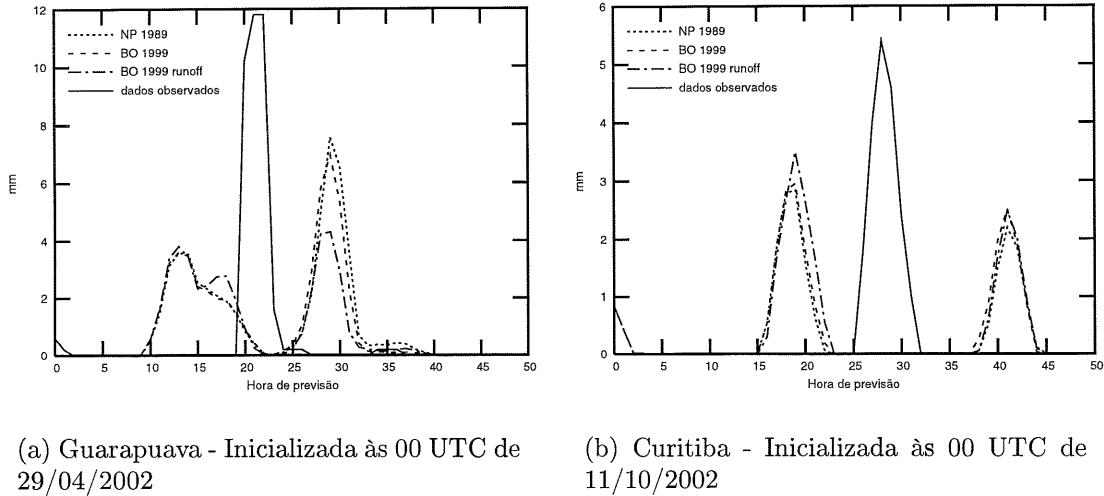


Figura 23: Comparação das previsões de precipitação com as modificações do modelo ISBA

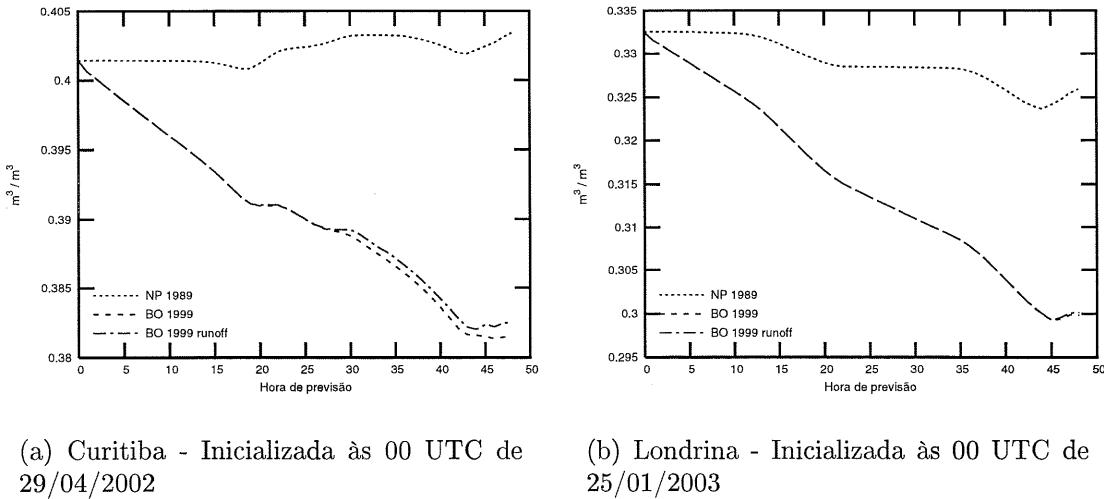


Figura 24: Comparação das previsões de umidade do solo na camada de raízes (W_2) com as modificações do modelo ISBA

uma boa previsão da radiação solar incidente, o modelo continua subestimando os valores da temperatura do ar (Figuras 27(c) e 27(d)). As previsões de radiação incidente são, portanto, uma das fontes de erro nas previsões de temperatura do ar.

Os erros nas previsões de radiação solar incidente provavelmente não são decorrentes de problemas na parametrização de radiação, mas sim pelo fato do modelo não estar prevendo de forma satisfatória tempo encoberto. Neste trabalho não foram feitos estudos

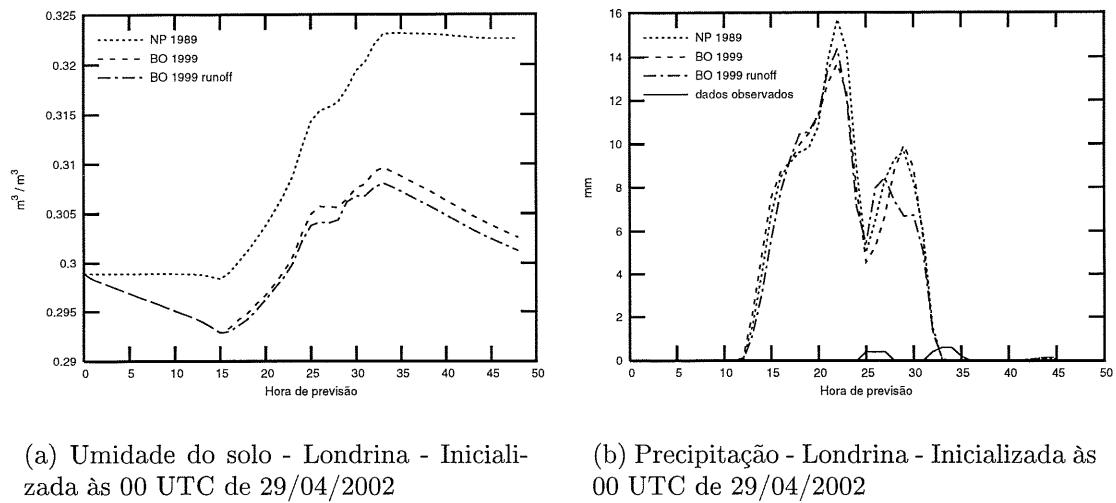


Figura 25: Impacto das previsões de precipitação nas previsões de umidades do solo, com as modificações do modelo ISBA

de sensibilidade do modelo à parametrização de radiação.

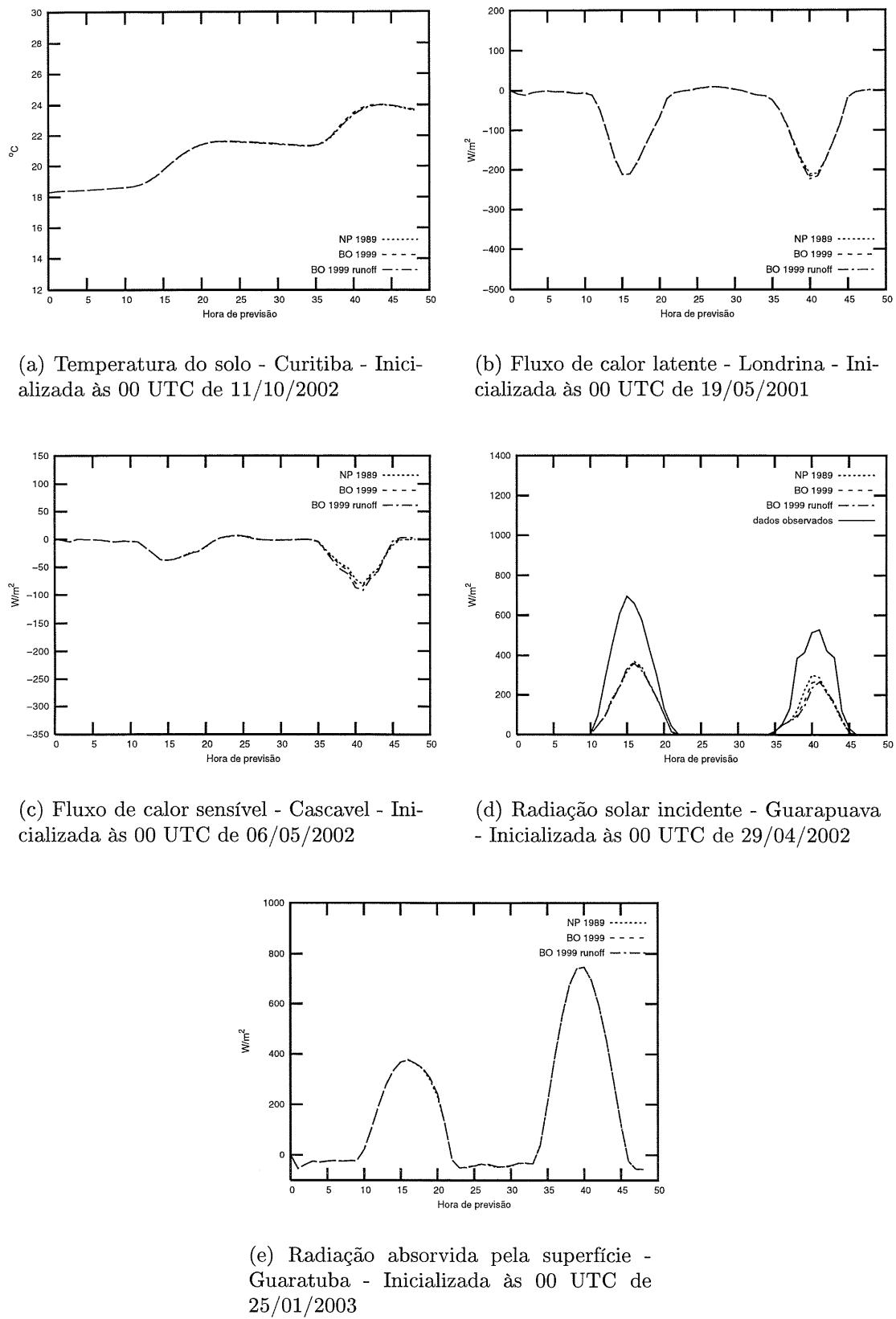


Figura 26: Comparaçāo das previsões com as modificações do modelo ISBA

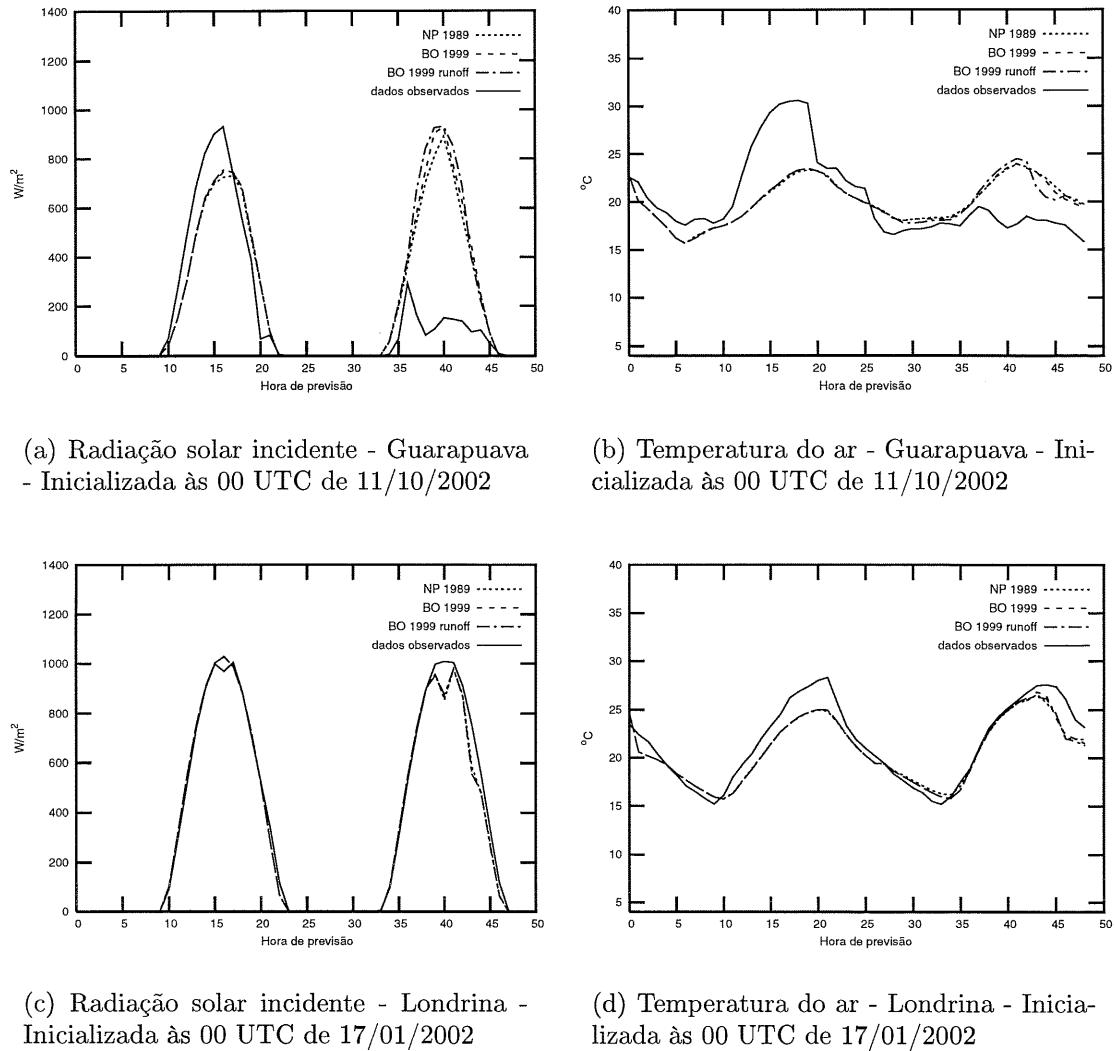


Figura 27: Impacto das previsões da radiação solar incidente na previsão da temperatura do ar, com as modificações do modelo ISBA

8.4 Mudança dos parâmetros de vegetação

Como as modificações do modelo ISBA não apresentaram uma melhora significativa das previsões, foram verificados os valores dos parâmetros de solo e de vegetação.

A classificação dos solos, feita a partir dos arquivos da NOAA e da FAO (Seção 4.1), está apresentada na Figura 28. A Tabela 12 apresenta os tipos de solos encontrados no Estado do Paraná obtidos a partir do mapa de solos da EMBRAPA (1984).

A vegetação classificada de acordo com arquivos da NOAA e da USGS (Seção 4.1)

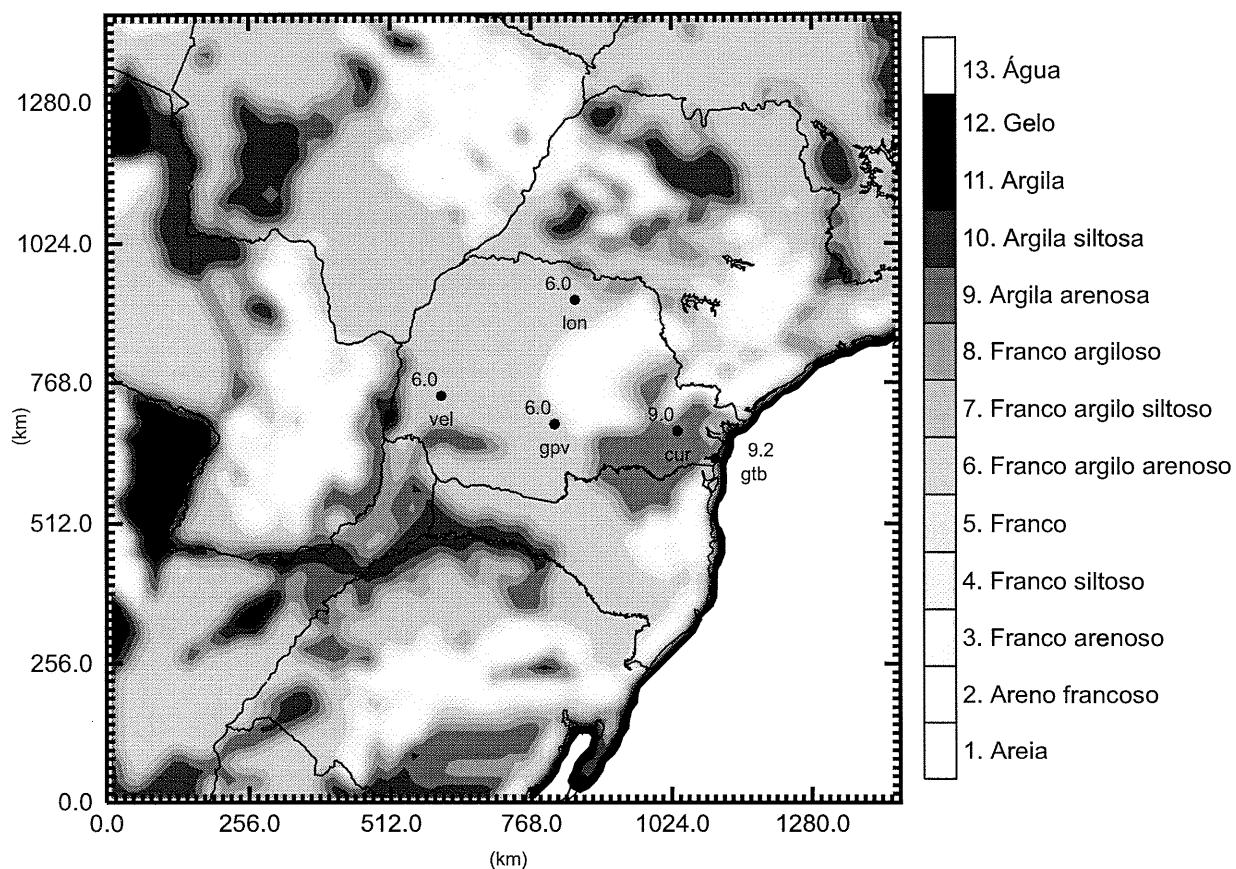


Figura 28: Classificação dos tipos de solo segundo arquivos da NOAA e da FAO para a grade interna do modelo

está apresentada na Figura 29. Os valores não inteiros encontrados são devido à interpolação dos quatro pontos de grade nas redondezas de cada estação estudada. O valor de 9,4 para a estação de Guaratuba pode advir da interpolação de pontos de grade sobre o mar. De qualquer maneira, podemos observar que a classificação da vegetação para

Tabela 12: Tipos de solo (EMBRAPA, 1984)

Estação	Tipo de solo
Cascavel	Latossolo roxo distrófico A
Curitiba	Cambissolo álico Tb A + Latossolo vermelho-amarelo álico A
Guarapuava	Latossolo bruno álico Tb A + Cambissolo álico Tb A
Londrina	Latossolo roxo eutrófico A

o Estado do Paraná está se dando na forma predominante de pastagens, enquanto que, na realidade, temos um Estado fortemente agrícola, que utiliza em sua grande maioria, técnicas de plantio direto.

Os parâmetros de área de cobertura vegetal (*veg*) e índice de área foliar (*LAI*),

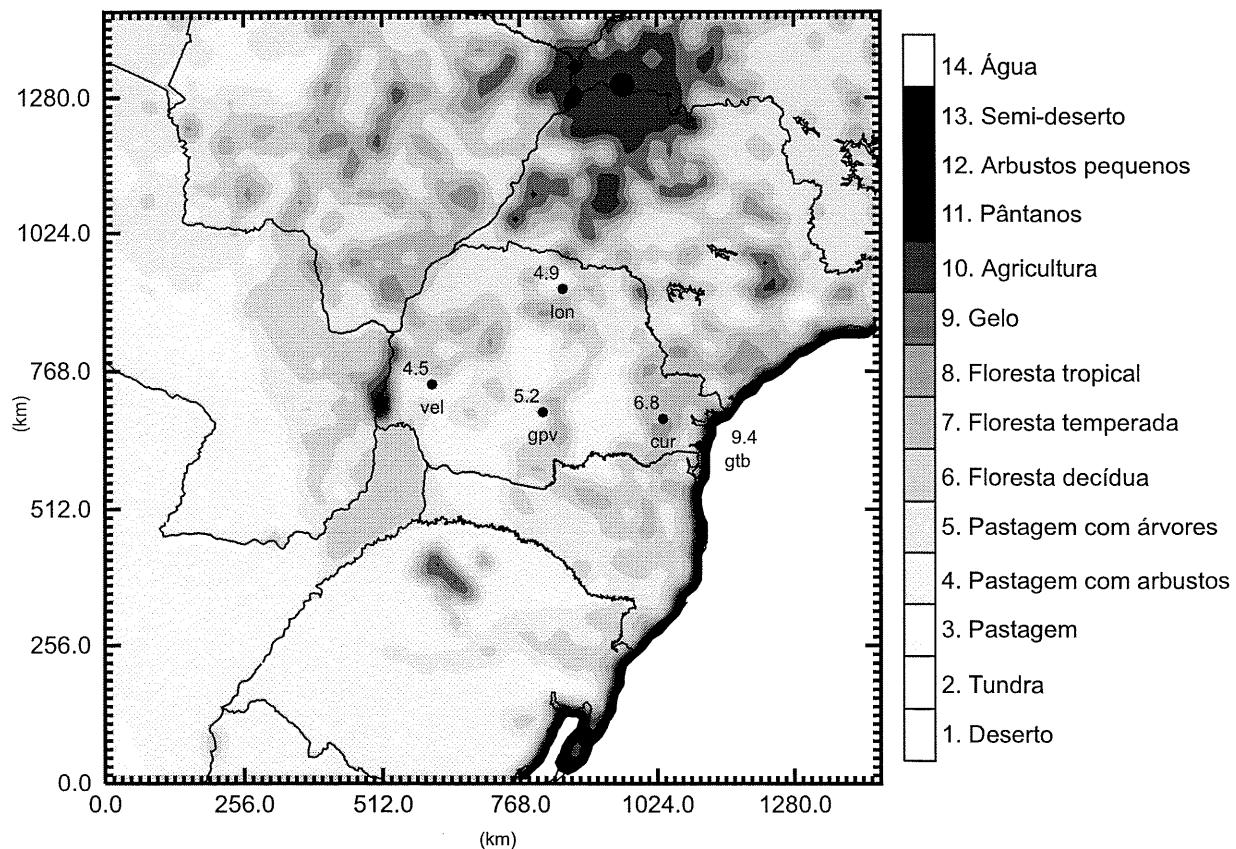


Figura 29: Classificação dos tipos de vegetação para a grade interna do modelo

apresentaram os valores mostrados nas Figuras 30(a) e 30(b). Essas figuras representam os valores referentes ao mês de maio, mas esses valores variaram muito pouco ao longo do ano. Podemos observar pela Figura 30(a) que o parâmetro *veg* apresenta valores em torno

de 0,6 para as estações estudadas. Isto significa dizer que 40% do solo encontra-se nu, que é um valor muito superior à realidade, principalmente quando se utiliza a técnica plantio direto, em que os restos das plantações deixados sobre o terreno reduzem a evaporação direta do solo. Essas palhas, entretanto, apresentam um baixo índice de área foliar.

Diante disso, a partir do modelo ISBA modificado, inclusive com o termo de *runoff*, e com a inicialização das variáveis de solo com o modelo global AVN, optou-se por analisar os impactos de alterações dos parâmetros *veg* e *LAI* nas previsões do modelo. Chamaremos o modelo com essa variação de “*BO 1999 veg LAI*”.

Os parâmetros de vegetação foram alterados com base nos resultados de calibração encontrados por Vissotto Jr. (2003) no estudo da estação de São Lourenço e buscando retratar a realidade agrícola do Estado do Paraná. Para o parâmetro *veg*, foi feita uma transformação linear em que valores entre 0,1 e 1,0 foram alterados para valores entre 0,6 e 1,0. Os valores de 0,6, por exemplo, foram alterados para 0,822. Uma vez que o parâmetro *veg* foi majorado, houve uma redução da área de solo nu. Isso significa que estamos levando em consideração uma área maior coberta por vegetações rasteiras. Para compensar esse aumento do parâmetro *veg*, reduzimos a 10% o parâmetro *LAI* de forma arbitrária em todo o domínio.

Com as modificações nos parâmetros *veg* e *LAI*, foi observada uma melhora nas previsões da temperatura do ar (Figuras 31(a) e 31(b)) em alguns dos casos estudados. Podemos perceber por essas figuras que há uma melhora significativa principalmente nos horários mais críticos. Para alguns casos, não houve uma melhora significativa (Figuras 31(c) e 31(d)), e para muito poucos casos, houve uma piora nas previsões (Figura 32(a)), decorrente provavelmente de uma falha do modelo em prever tempo coberto, como podemos observar na Figura 32(b) da radiação solar incidente de 25/01/2003 em Londrina. Essas figuras são representativas do comportamento das previsões das cinco estações analisadas para os dias apresentados.

Essa melhora nas previsões da temperatura do ar deu-se basicamente por uma redistribuição no balanço de energia: houve um aumento do fluxo de calor sensível e uma

redução do fluxo de calor latente, principalmente nas horas mais críticas de previsão (Figuras 33(a) a 33(d)).

Como conseqüência direta da redução dos fluxos de calor latente, houve uma pequena redução dos valores de umidade específica do ar previstos (Figuras 34(a) e 34(b)) com relação ao modelo original de Noilhan e Planton (1989), representando uma melhora, ou não, em relação aos dados observados.

As previsões de precipitação e pressão não sofreram alterações significativas.

Para as previsões de temperatura do solo na camada de raízes (T_2), podemos observar que houve um aumento dessa variável para o modelo “*BO 1999 veg LAI*” com relação ao modelo “*BO 1999 runoff*” e ao modelo original de “*NP 1989*” (Figura 35(a)), principalmente a partir da décima hora de previsão.

As previsões de umidade do solo na camada de raízes (W_2), entretanto, apresentaram-se bastante próximas ao modelo “*BO 1999 runoff*” (Figura 35(b)), apontando um decaimento com relação ao modelo de “*NP 1989*”.

Para a variável de radiação solar incidente, o modelo “*BO 1999 veg LAI*”, assim como o modelo “*BO 1999 runoff*”, não apresentou diferenças significativas com relação ao modelo original de “*NP 1989*” (Figura 35(c)). Esse era um comportamento esperado, uma vez que a radiação solar incidente não é influenciada por fatores de superfície.

A variável de radiação absorvida, curiosamente, também não apresentou alterações significativas das previsões do modelo “*BO 1999 veg LAI*” em relação ao modelo original (Figura 35(d)). Uma vez que os parâmetros de vegetação foram alterados, esperava-se que o albedo também fosse alterado e consequentemente a radiação absorvida. Mas, de acordo com as Equações 5.9 e 5.10, podemos verificar que as formulações utilizadas pelo ARPS para o cálculo do albedo não inclui os parâmetros *veg* e *LAI*.

As Tabelas 13, 14 e 15 apresentam os cálculos dos escores diários para as variáveis prognósticas de temperatura, umidade específica do ar e precipitação respectivamente, com as modificações do modelo ISBA e dos parâmetros *veg* e *LAI*.

Comparando os resultados da Tabela 9 com os resultados da Tabela 13, pode-se ob-

servar que houve uma melhora nas previsões da temperatura média do Estado do Paraná para os dias analisados, a menos de 25/01/2003, que foi o dia em que as previsões de radiação solar incidente foram muito ruins. Esse comportamento também foi verificado para as previsões de umidade específica do ar (Tabelas 10 e 14), a não ser pelo dia 06/05/2002, em que índices calculados para o Estado do Paraná se apresentaram praticamente iguais.

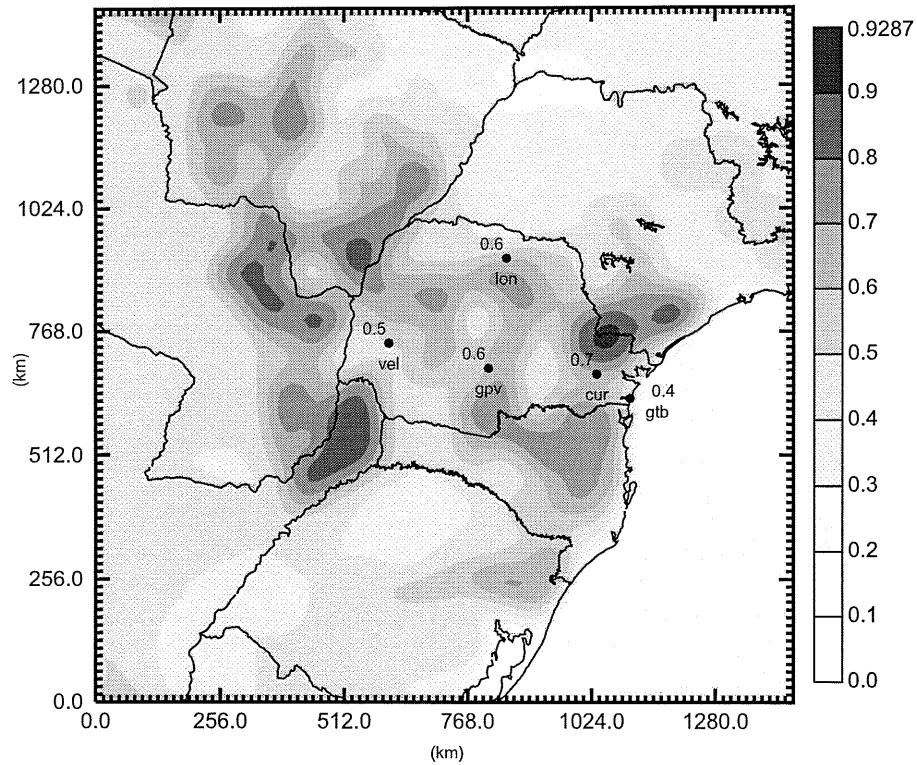
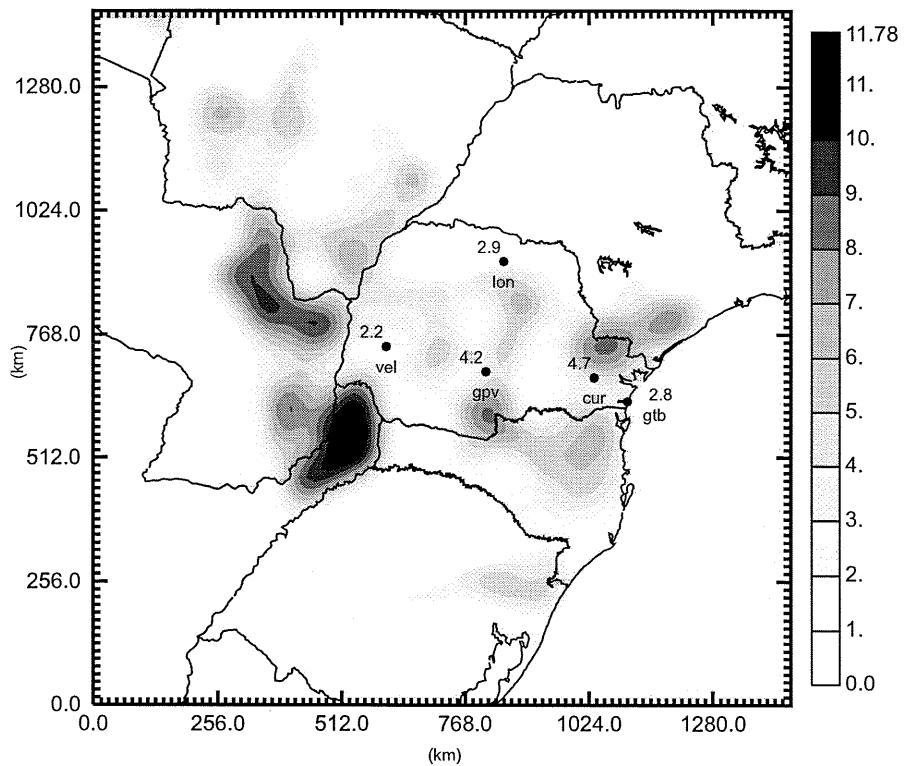
(a) Fração de vegetação (*veg*)(b) Índice de área foliar (*LAI*)

Figura 30: Parâmetros de vegetação do mês de maio interpolados para as estações estudadas - grade interna do modelo

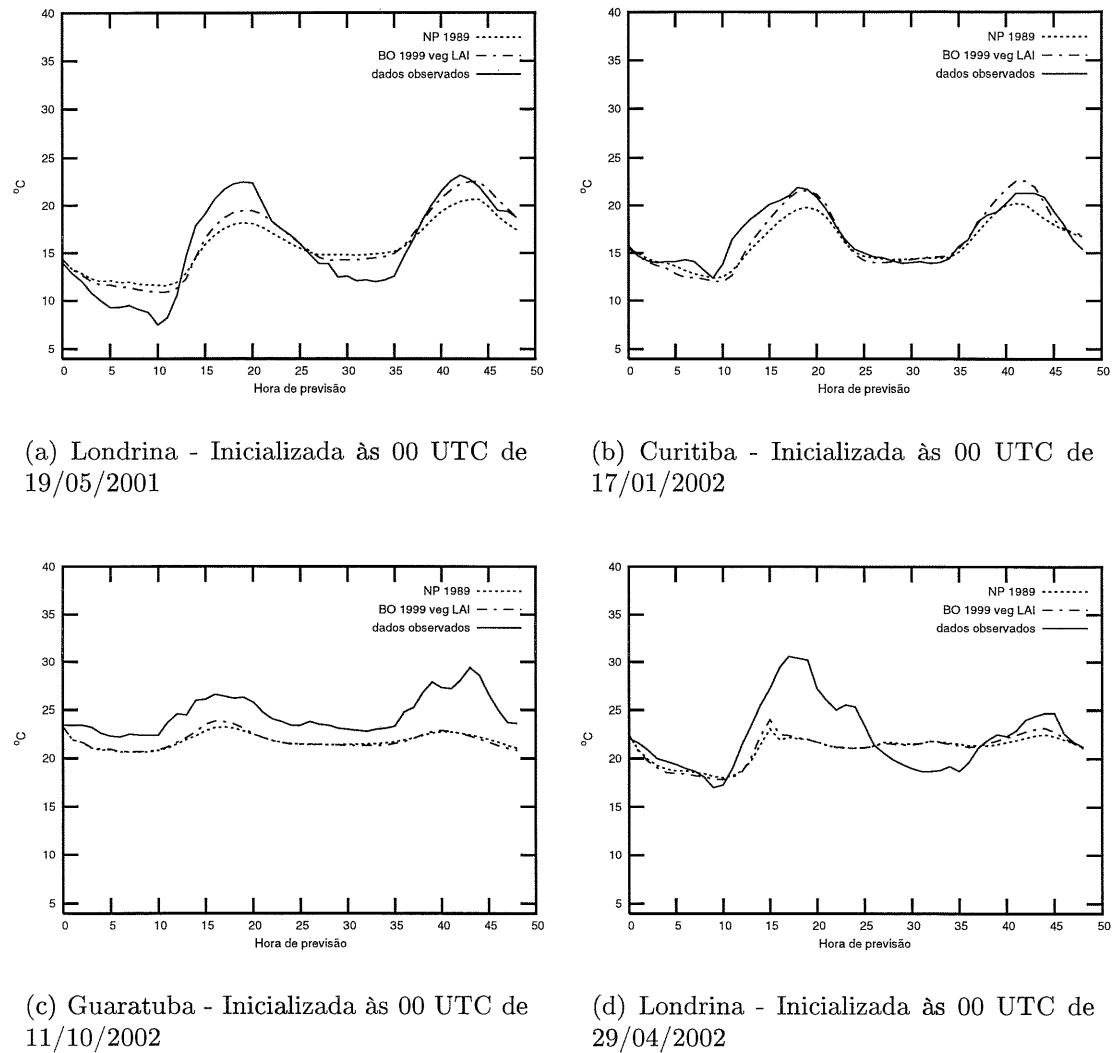


Figura 31: Comparação das previsões de temperatura do ar em superfície com as modificações de *veg* e *LAI*

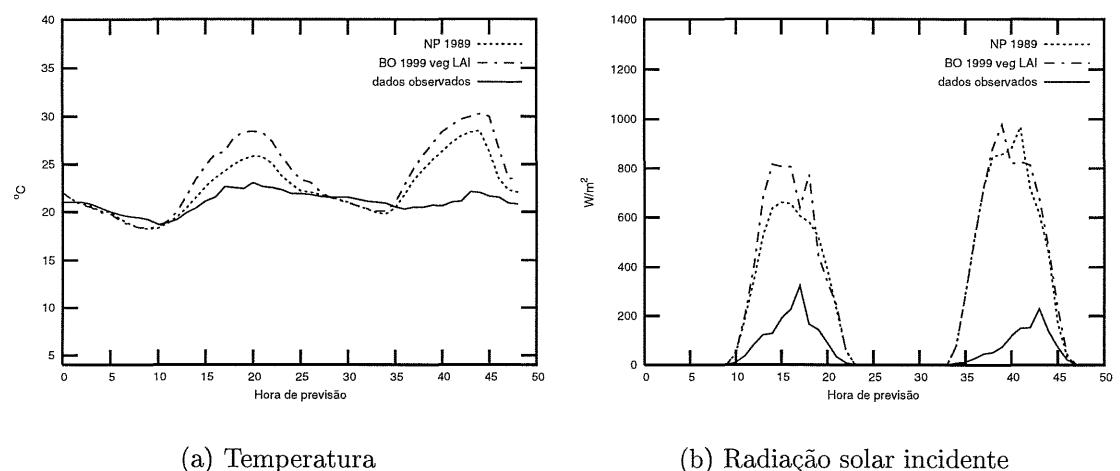


Figura 32: Comparaçāo das previsões de temperatura e radiação solar incidente de Londrina inicializadas às 00 UTC de 25/01/2003, com as modificações de *veg* e *LAI*

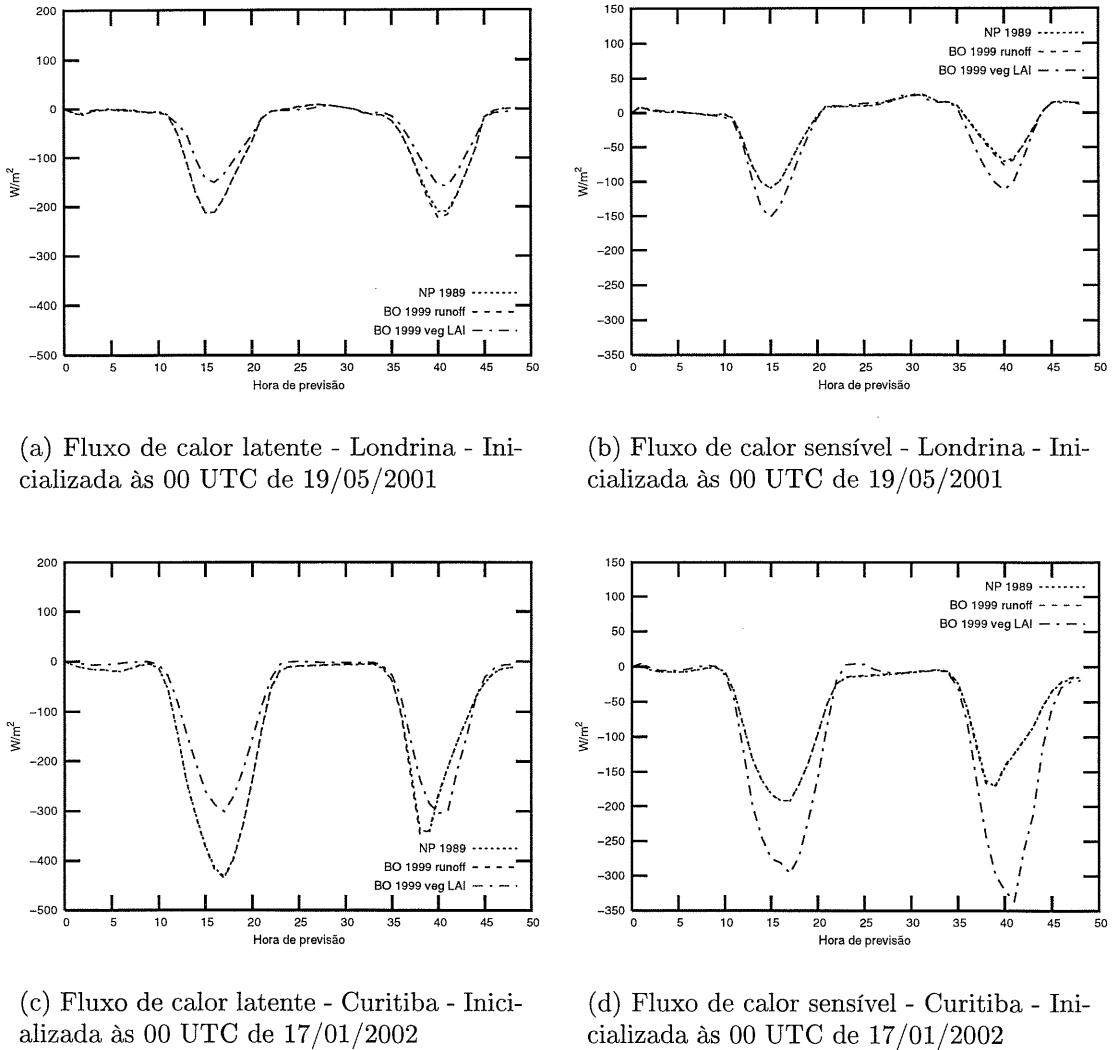


Figura 33: Comparaçāo das previsões de fluxos de calor com as modificações de *veg LAI*

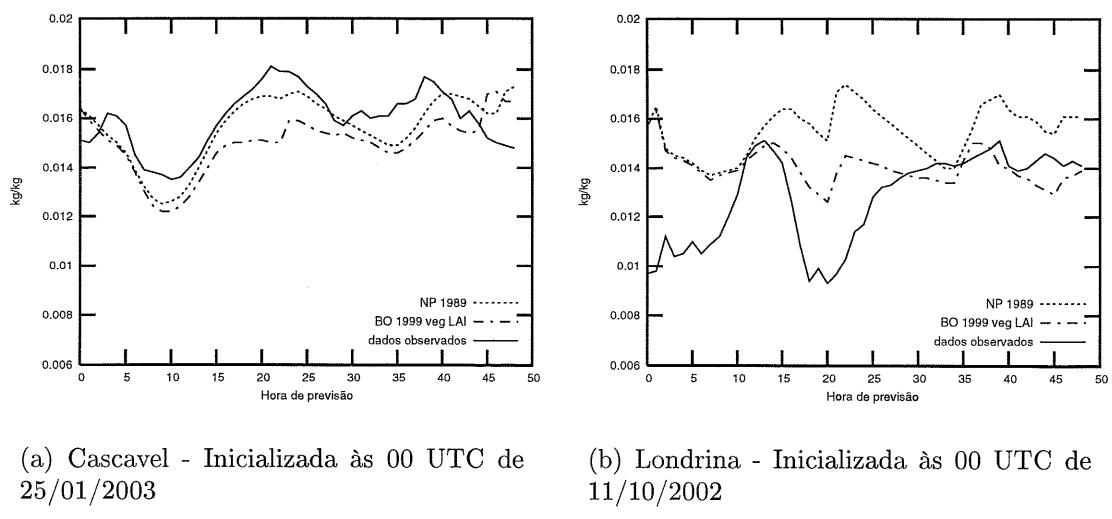


Figura 34: Comparaç $\mathbf{\tilde{a}}\mathbf{\tilde{o}}$ entre os valores previstos e observados de umidade específica do ar com as modificações de *veg* e *LAI*

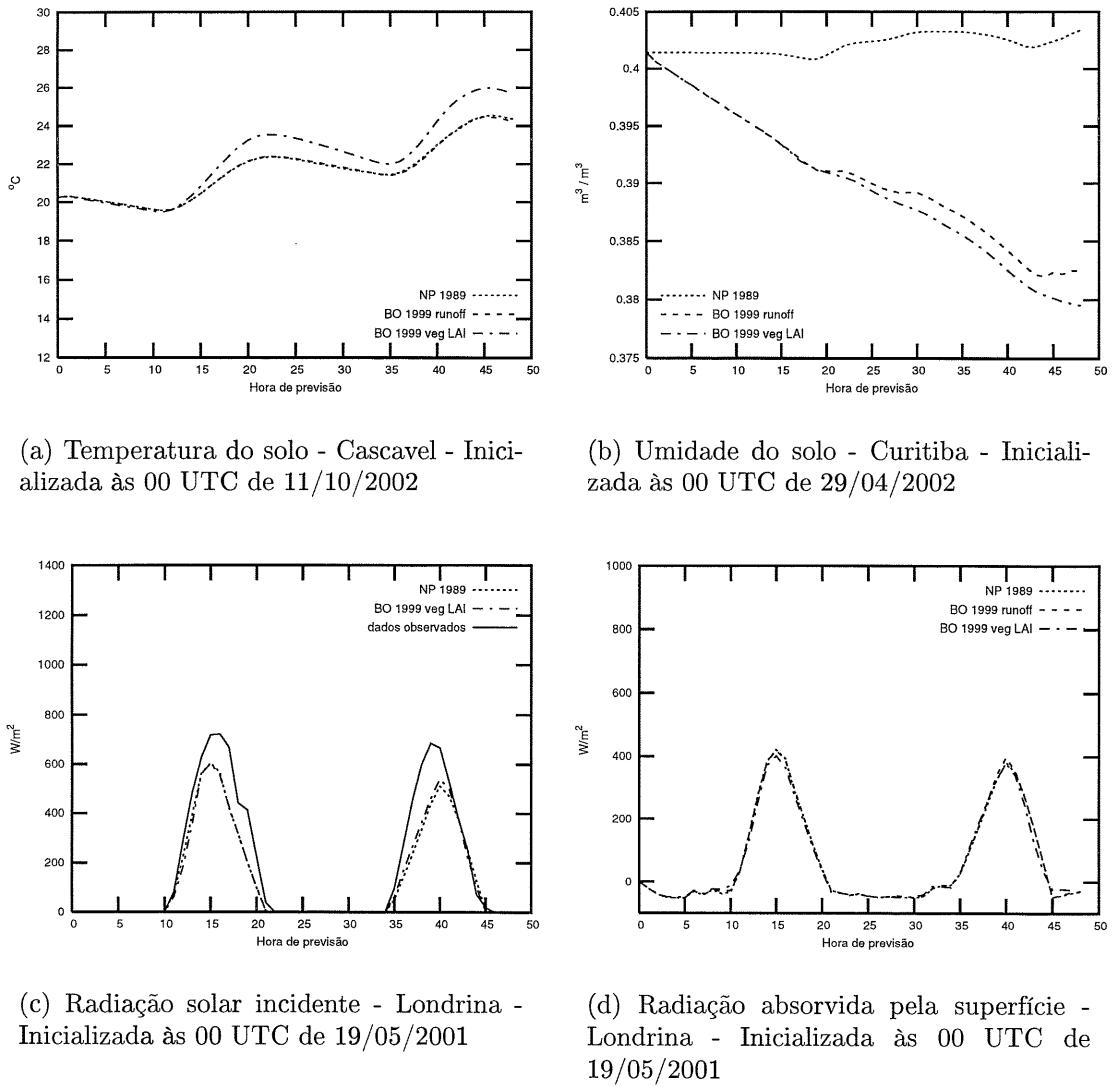


Figura 35: Comparaçāo das previsões das variáveis de solo e radiações com as modificações de *veg* e *LAI*

Tabela 13: Escores calculados para temperatura em superfície com modificações no modelo ISBA, *veg* e *LAI*

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
ME	-0,2285	-1,2779	0,7490	-2,1840	0,3026	-0,1554
RMSE	2,1207	2,0961	2,8421	2,6651	1,8058	2,4376
r^2	0,6662	0,6792	0,5224	0,5561	0,9011	0,7075
Regr. Lin. a	6,9583	4,3693	8,1617	8,1637	4,8688	5,9055
Regr. Lin. b	0,5247	0,5921	0,3842	0,4512	0,7108	0,5951
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
ME	0,5661	-0,3333	-0,3508	-2,3181	0,0910	-0,2129
RMSE	1,7024	1,1711	1,3203	2,5323	1,2210	1,6918
r^2	0,8299	0,8823	0,9126	0,7660	0,9180	0,8915
Regr. Lin. a	2,2705	-1,2799	-0,6980	-0,5108	0,2685	-0,3303
Regr. Lin. b	0,9202	1,0560	1,0193	0,9213	0,9918	1,0004
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
ME	-1,3339	-1,7160	-0,5158	-1,8014	-1,2563	-1,3412
RMSE	3,7161	2,9804	2,9168	2,1604	3,1313	3,2025
r^2	0,0977	0,5977	0,1977	0,6759	0,3641	0,2829
Regr. Lin. a	18,2207	10,7828	14,5775	7,1084	15,0735	15,3827
Regr. Lin. b	0,0881	0,3945	0,1997	0,6316	0,2669	0,2314
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
ME	-0,1023	-0,3571	-0,4883	-1,0455	-0,3698	-0,6959
RMSE	0,8867	0,9633	1,5970	1,5132	1,7926	1,4357
r^2	0,9080	0,7681	0,8031	0,0929	0,7508	0,8047
Regr. Lin. a	4,8441	6,6189	7,9799	16,2280	6,6955	5,9052
Regr. Lin. b	0,7488	0,6146	0,5299	0,2312	0,6748	0,6727
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
ME	0,2160	-2,8082	0,3451	-2,7380	-3,6464	-1,2489
RMSE	4,6692	4,5264	3,9822	3,0474	4,7590	4,3140
r^2	0,1256	0,7124	0,1939	0,6059	0,5586	0,3675
Regr. Lin. a	16,1183	13,0815	13,9156	13,3300	0,3656	11,1657
Regr. Lin. b	0,2995	0,3168	0,3340	0,3456	0,8538	0,4689
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
ME	1,4450	0,7188	0,9131	0,7163	2,5847	1,0980
RMSE	2,7245	1,4766	1,9144	0,9920	4,0175	2,6357
r^2	0,3401	0,5342	0,6435	0,8332	0,4612	0,4817
Regr. Lin. a	-0,2036	-2,3292	-2,7037	-3,2318	-27,3589	-6,3347
Regr. Lin. b	1,0761	1,1676	1,1910	1,1750	2,4249	1,3770

Tabela 14: Escores calculados para umidade específica em superfície com modificações no modelo ISBA, *veg* e *LAI*

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
ME	0,0014	0,0007	0,0016	-0,0008	0,0007	0,0010
RMSE	0,0017	0,0009	0,0019	0,0013	0,0009	0,0014
r^2	0,5403	0,5885	0,1852	0,1359	0,7514	0,5674
Regr. Lin. a	0,0045	-0,0029	0,0048	0,0014	0,0027	0,0026
Regr. Lin. b	0,6409	1,4080	0,6101	0,8046	0,7744	0,8263
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
ME	-0,0001	0,0010	0,0001	0,0003	0,0012	0,0002
RMSE	0,0011	0,0014	0,0008	0,0008	0,0022	0,0012
r^2	0,2540	0,6430	0,0783	0,6778	0,0157	0,3016
Regr. Lin. a	0,0091	-0,0041	0,0046	-0,0038	0,0099	0,0051
Regr. Lin. b	0,1774	1,5429	0,5364	1,3517	0,1940	0,5613
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
ME	0,0010	0,0020	0,0009	0,0006	0,0014	0,0009
RMSE	0,0021	0,0024	0,0017	0,0008	0,0021	0,0018
r^2	0,0274	0,0674	0,0421	0,7007	0,0122	0,1813
Regr. Lin. a	0,0187	0,0075	0,0197	0,0003	0,0139	0,0091
Regr. Lin. b	-0,3248	0,5563	-0,4490	1,0237	0,1101	0,3938
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
ME	-0,0021	0,0008	0,0003	-0,0001	-0,0002	-0,0002
RMSE	0,0022	0,0009	0,0007	0,0006	0,0009	0,0010
r^2	0,3479	0,7266	0,5823	0,0890	0,3783	0,4023
Regr. Lin. a	0,0190	0,0026	0,0074	0,0116	0,0086	0,0082
Regr. Lin. b	-0,2875	0,8565	0,4376	0,2300	0,3990	0,4177
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
ME	0,0016	0,0027	0,0008	0,0000	0,0011	0,0005
RMSE	0,0021	0,0031	0,0018	0,0010	0,0022	0,0019
r^2	0,0002	0,0874	0,1898	0,0044	0,0053	0,0842
Regr. Lin. a	0,0147	0,0175	0,0204	0,0150	0,0137	0,0151
Regr. Lin. b	0,0156	-0,1747	-0,4775	0,0427	0,0268	-0,0287
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
ME	-0,0010	0,0005	-0,0005	-0,0004	-0,0016	-0,0011
RMSE	0,0015	0,0009	0,0008	0,0010	0,0018	0,0017
r^2	0,3223	0,4359	0,6593	0,2201	0,4638	0,4008
Regr. Lin. a	0,0064	0,0054	0,0013	0,0094	0,0034	0,0060
Regr. Lin. b	0,5327	0,6325	0,8778	0,3733	0,6956	0,5647

Tabela 15: Escores calculados para precipitação com modificações no modelo ISBA, *veg* e *LAI*

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 19/05/2001						
IA	0,7826	0,9348	0,7826	0,9348	1,0000	0,8560
IC	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	-	0,0177
PD	0,0000	-	0,0000	-	-	0,0524
IAF	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	-	0,9688
VIES	1,5000	-	0,4286	-	-	1,0262
IAC	0,0000	-	0,0000	-	-	0,0110
IAS	0,7714	0,9348	0,7728	0,9348	1,0000	0,8465
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 17/01/2002						
IA	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	0,9348	0,9925
IC	-	-	-	-	0,0000	0,0000
PD	-	-	-	-	-	0,0000
IAF	-	-	-	-	1,0000	1,0000
VIES	-	-	-	-	-	0,0000
IAC	-	-	-	-	-	-
IAS	1,0000	1,0000	1,0000	1,0000	0,9348	0,9925
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 29/04/2002						
IA	0,5652	0,6739	0,6087	0,8261	0,5652	0,6609
IC	0,0909	0,1667	0,0000	0,2727	0,0000	0,1238
PD	0,1818	0,7500	0,0000	0,5000	-	0,4840
IAF	0,8462	0,8235	1,0000	0,6250	1,0000	0,8521
VIES	1,1818	4,2500	3,5000	1,3333	-	3,8130
IAC	0,0280	0,1324	0,0000	0,1875	-	0,1045
IAS	0,4987	0,6437	0,5833	0,8059	0,5652	0,6289
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 06/05/2002						
IA	0,9348	0,6957	0,9348	0,4130	0,9348	0,8410
IC	0,0000	0,1765	0,4000	0,0000	0,5714	0,1291
PD	0,0000	0,3000	0,6667	0,0000	1,0000	0,3569
IAF	-	0,7000	0,5000	1,0000	0,4286	0,8193
VIES	0,0000	1,0000	1,3333	1,2500	1,7500	1,3807
IAC	-	0,0900	0,3333	0,0000	0,5714	0,1671
IAS	0,9348	0,6489	0,9308	0,3425	0,9286	0,8296
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 11/10/2002						
IA	0,7826	0,6522	0,8696	1,0000	0,9348	0,7764
IC	0,1667	0,0000	0,3333	-	0,0000	0,0602
PD	0,2000	0,0000	0,6000	-	-	0,1195
IAF	0,5000	1,0000	0,5714	-	1,0000	0,8593
VIES	0,4000	1,6667	1,4000	-	-	1,1973
IAC	0,1000	0,0000	0,2571	-	-	0,0512
IAS	0,7646	0,6250	0,8562	1,0000	0,9348	0,7557
Previsão de 48h iniciada às 00 UTC de 25/01/2003						
IA	0,8696	0,6304	0,8913	0,2174	0,5217	0,7211

continua na próxima página

continuação da página anterior

Escore	Cascavel	Curitiba	Guarapuava	Guaratuba	Londrina	Média PR
IC	0,3333	0,0000	0,2857	0,0000	0,0000	0,2010
PD	0,3750	0,0000	0,4000	0,0000	0,0000	0,2866
IAF	0,2500	-	0,5000	-	1,0000	0,4699
VIES	0,5000	0,0000	0,8000	0,0000	0,1000	0,5648
IAC	0,2813	-	0,2000	-	0,0000	0,2148
IAS	0,8578	0,6304	0,8833	0,2174	0,5035	0,7006

9 Conclusões

O sistema de avaliação das variáveis prognósticas implementado apontou que as temperaturas do ar previstas pelo modelo ARPS original são sistematicamente inferiores às temperaturas observadas. Essa subestimação da temperatura apresentou maiores diferenças próximo aos valores de temperaturas máximas diárias. Percebeu-se também, que as boas previsões de umidade relativa do ar estavam relacionadas às boas previsões de temperatura.

As previsões da variável de pressão apresentaram um deslocamento em relação aos dados medidos devido às diferenças de altitudes reais e interpoladas pelo modelo. Deixa-se como sugestão para trabalhos futuros a avaliação das pressões reduzidas ao nível do mar.

Os resultados dos cálculos dos índices de avaliação das previsões do modelo ao longo dos períodos estudados mostraram que as deficiências nas previsões não são problemas localizados e também não apresentam um comportamento sazonal.

De acordo com os resultados apresentados, as duas inicializações distintas das variáveis de solo não resultaram em uma alteração significativa nas previsões do modelo ARPS.

As modificações feitas no esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT) do modelo ARPS, que incluíram ao modelo de solo original um terceiro nível de solo, um termo de drenagem gravitacional, e um termo de escoamento superficial, não mostraram alterações significativas nas previsões do modelo ARPS, exceto nas previsões de umidade de solo, que apresentaram uma redução em relação aos resultados obtidos com o modelo original. Para poder avaliar se houve uma melhora nas previsões do modelo, faz-se

necessário obter medições das umidades reais do solo. O estudo feito por Vissotto Jr. (2003) para a Estação de São Lourenço, a qual possui dados medidos de umidade do solo, apontou que em períodos secos, há realmente um decaimento das umidades do solo, o que fez com que as previsões feitas com modelo SVAT modificado se aproximassesem mais dos dados observados do que as previsões feitas com modelo não modificado.

A exclusão do termo de escoamento superficial não alterou significativamente os resultados. Esse termo, que é fundamental para o acoplamento com um modelo hidrológico, deve ser calibrado para fornecer resultados que retratem a física dos escoamentos em canais de bacias.

Observou-se também, que previsões erradas de radiação solar incidente têm um forte impacto negativo sobre as previsões de temperatura do ar. Esse provavelmente não seja um problema na parametrização do modelo de radiação, mas sim uma deficiência do modelo em prever tempo encoberto.

Finalmente, observou-se que os parâmetros de vegetação têm um impacto expressivo sobre o balanço de energia do modelo de interações solo-superfície-atmosfera. Modificando-se arbitrariamente esses parâmetros, porém buscando posicioná-los mais próximos à situação real do Estado do Paraná, obteve-se uma melhora significativa nas previsões de temperatura e umidade específica do ar em superfície. Um estudo mais profundo, que englobasse sazonalidades, seria necessário para a determinação acurada desses parâmetros e com isso melhorar as previsões do modelo ARPS.

Referências Bibliográficas

ANTHES, R. A. The general question of predictability. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 27, p. 636–656.

ATKINSON, B. W. *Meso-Scale Atmospheric Circulation*. London: Academic Press, 1981.

BOONE, A.; CALVET, J. C.; NOILHAN, J. Inclusion of a third soil layer in a land surface scheme using the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, v. 38, p. 1611–1630, 1999.

CHARNEY, J. The use of the primitive equations of motion in numerical prediction. *Tellus*, v. 7, p. 22–26, 1955.

COSBY, B. et al. A statistical exploration of the relationships of soil moisture characteristics to the properties of soils. *Water Resources Research*, v. 20, n. 06, p. 682–690, 1984.

COTTON, W. R. Averaging and the parameterization of physical processes in mesoscale models. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 26, p. 614–635.

DEARDORFF, J. W. A parameterization of ground surface moisture content for use in atmospheric prediction models. *Journal of Applied Meteorology*, v. 16, p. 1182–1185, 1977.

DÜMENIL, L.; TODINI, E. A tribute to James Dooge, European Geophysical Society series on hydrological sciences. *Elsevier, Amsterdam*, v. 1, p. 849–859, 1991.

DUTTON, J. A. *Dynamics of Atmospheric Motion*. New York: Dover Publication, 1986.

EMBRAPA. *Levantamento de reconhecimento dos solos do Estado do Paraná*. Curitiba, PR: [s.n.], 1984. Empresa Brasileira de Agropecuária - SNLCS/SUDESUL/IAPAR, Ministério da Agricultura.

FUJITA, T. T. Mesoscale classifications: Their history and their application to forecasting. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 2, p. 18–35.

HABETS, F. et al. The ISBA surface scheme in a macroscale hydrological model applied to the hapex-mobilhy area. Part I: Model and database. *Journal of Hydrology*, v. 217, p. 75–96, 1999.

- HOVERMALE, J. B. Assimilation and initialization of atmospheric data into numerical prediction models. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 25, p. 597–613.
- KIMURA, R. Numerical weather prediction. *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, v. 90, p. 1403–1414, 2002.
- LIANG, X.; WOOD, E.; LETTENMAIER, D. Surface soil moisture parameterization of the VIC-2L Model: Evaluation and modification. *Global and Planetary Change*, v. 13, p. 195–206, 1996.
- LIANG, X.; XIE, Z. A new surface runoff parameterization with subgrid-scale soil heterogeneity for land surface models. *Advances in Water Resources*, v. 24, p. 1173–1193, 2001.
- MAHFOUT, J. F.; NOILHAN, J. Inclusion of gravitational drainage in a land surface scheme based on the force-restore method. *Journal of Applied Meteorology*, v. 35, p. 987–992, 1996.
- MENGELKAMP, H.; WARRACH, K.; RASCHKE, E. SEWAB - A parameterization of the surface energy and water balance for atmospheric and hydrologic models. *Advances in Water Resources*, v. 23, p. 165–175, 1999.
- NOILHAN, J.; PLANTON, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. *Monthly Weather Review*, v. 117, p. 536–549, 1989.
- ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 56, p. 527–530, 1975.
- PERKEY, D. J. Formulation of mesoscale numerical models. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 24, p. 573–596.
- PIELKE, R. A. *Mesoscale Meteorological Modeling*. 2. ed. San Diego: Academic Press, 2002.
- ROSS, B. B. An overview of numerical weather prediction. In: RAY, P. S. (Ed.). *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. Boston: American Meteorological Society, 1986. cap. 30, p. 720–751.
- SPIEGEL, M. R. *Schaum's Outline of Theory and Problems of Statistics*. 2. ed. New York: McGraw-Hill, 1988.
- STULL, R. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988.
- THUNIS, P.; BORNSTEIN, R. Hierarchy of mesoscale flow assumptions and equations. *Journal of Atmospheric Science*, v. 53, p. 380–397, 1996.
- VISSOTTO JR., D. *Modelagem Numérica para Interações Superfície-Atmosfera no Estado do Paraná*. 174 p. Dissertação (Dissertação de Mestrado) — Universidade Federal do Paraná, Curitiba, PR, 2003.

WILKS, D. S. *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences*. San Diego: Academic Press, 1995.

WOOD, E.; LETTENMAIER, D.; ZARTARIAN, V. A land-surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, p. 2717–2728, 1992.

XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V. The advanced regional prediction system (ARPS) - a multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model dynamics and verification. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 75, p. 161–193, 2000.

XUE, M. et al. *Advanced Regional Prediction System – ARPS version 4.0 User’s Guide*. [S.l.], September 1995.

XUE, M. et al. The advanced regional prediction system (ARPS) - a multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. Part II: Model physics and applications. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 76, p. 143–165, 2001.

XUE, M. et al. The advanced regional prediction system (ARPS), storm-scale numerical weather prediction and data assimilation. *Meteorology and Atmospheric Physics*, v. 82, p. 139–170, 2003.