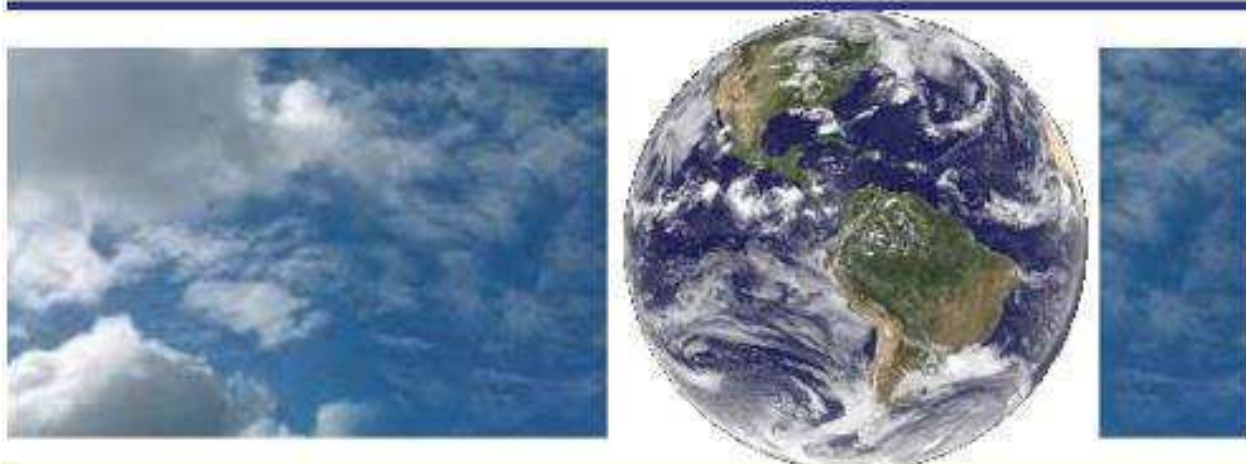


**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS**

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM

METEOROLOGIA



TESE DE DOUTORADO

**Simulação Numérica das Interações Biosfera-Atmosfera em Área
de Caatinga: Uma Análise da Expansão Agrícola em Ambiente
Semiárido**

Ewerton Cleudson de Sousa Melo

Campina Grande, junho de 2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
UNIDADE ACADÊMICA DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

TESE DE DOUTORADO

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM
ÁREA DE CAATINGA: UMA ANÁLISE DA EXPANSÃO AGRÍCOLA EM
AMBIENTE SEMIÁRIDO**

EWERTON CLEUDSON DE SOUSA MELO

ORIENTADORAS: MAGALY DE FATIMA CORREIA

MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO

Campina Grande – PB

Junho de 2011

EWERTON CLEUDSON DE SOUSA MELO

**SIMULAÇÃO NUMÉRICA DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-ATMOSFERA EM
ÁREA DE CAATINGA: UMA ANÁLISE DA EXPANSÃO AGRÍCOLA EM
AMBIENTE SEMIÁRIDO**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em
Meteorologia da Universidade Federal de Campina
Grande em cumprimento às exigências para a obtenção
do Grau de Doutor.

Área de Concentração: Meteorologia de Meso e Grande Escalas

Sub-Área: Sinótica-Dinâmica da Atmosfera Tropical

Orientadoras: Magaly de Fatima Correia

Maria Regina da Silva Aragão

Campina Grande – PB

Junho de 2011

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

- M528s Melo, Ewerton Cleudson de Sousa.
 Simulação numérica das interações biosfera-atmosfera em área de Caatinga: uma análise da expansão agrícola em ambiente semiárido / Ewerton Cleudson de Sousa Melo. – Campina Grande, 2016.
 116 f. : il. color.
- Tese (Doutorado em Meteorologia) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2016.
 "Orientação: Profa. Dra. Magaly de Fatima Correia e Profa. Dra. Maria Regina da Silva Aragão".
 Referências.
1. Interações superfície-atmosfera. 2. Mudança no uso e cobertura da terra. 3. Impacto antropogênico. 4. Vórtice ciclônico de altos níveis. 5. Agricultura irrigada. 6. Modelo numérico Regional Atmospheric Modeling System. I. Correia, Magaly de Fatima. II. Aragão, Maria Regina da Silva. III. Título.


CDU 553.04(043)


EWERTON CLEUDSON DE SOUSA MELO


SIMULAÇÃO NUMÉRICA DAS INTERAÇÕES BIOSFERA-
ATMOSFERA EM ÁREA DE CAATINGA: UMA ANÁLISE DA EXPANSÃO AGRÍCOLA
EM AMBIENTE SEMIARIDO


TESE APROVADA EM 30/06/2011


BANCA EXAMINADORA



Prof. Dra. MAGALY DE FATIMA CORREIA
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dra. MARIA REGINA DA SILVA ARAGÃO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. ENILSON PALMEIRA CAVALCANTI
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. JOSÉ IVALDO BARBOSA DE BRITO
Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
Universidade Federal de Campina Grande


Prof. Dr. BERNARDO BARBOSA DA SILVA
Universidade Federal de Pernambuco
Departamento de Ciências Geográficas


Dr. ANTÔNIO HERIBERTO DE CASTRO TEIXEIRA
Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semi-Árido

*A todos aqueles que me ofereceram
companheirismo, carinho, apoio e incentivo,
principalmente nas horas mais difíceis, e por
ter mostrado que um sonho que sonhamos só,
é só um sonho, mas um sonho que sonhamos
juntos fatalmente tornar-se-á realidade.*

Dedico

HOMENAGEM

*Ao meus avós **Alzira Domingos e Horácio**
(in memoriam).*

*Aos meus pais, **José Ferreira (in
memorium) e Dulcinéia Otaviano (em
especial)**, que mostraram que para
vencermos não basta conhecermos os
caminhos na vida, temos que trilhá-los. Meu
muito obrigado!*

*As minhas irmãs, pelo apoio e incentivo. Aos
meus sobrinhos **Dário e Lilian** que me
fizeram ver que quanto mais velhos formos
mais temos que nos aproximarmos do novo,
e assim termos uma reciclagem espontânea
de nossos conhecimentos e experiências.*

AGRADECIMENTOS

À Deus, por dar-me saúde e força para superar as dificuldades e vencer os obstáculos da vida, em busca de novas conquistas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo Auxílio Financeiro para aquisição da infraestrutura de pesquisa (Processo 504189/2003-4).

Ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Tecnologia e Recursos Naturais da Universidade Federal de Campina Grande, pela estrutura didático-científica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento do Pessoal do Ensino Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

Às orientadoras Magaly de Fatima Correia e Maria Regina da Silva Aragão pela dedicação, paciência, ajuda, incentivo e fundamental orientação na elaboração do projeto de pesquisa até a revisão final deste trabalho.

A Anailton e família pela ajuda nesta empreitada

Aos amigos Thiago, Fernanda e Jonathan pela colaboração e apoio no final desta jornada e Ednéia Alves pelo auxílio e encorajamento na realização deste trabalho.

Aos funcionários Eng^a. Eyres Diana Ventura Silva, Miriam Carmen Costa e, em especial, a Divanete Cruz Rocha, pela atenção, assistência e gratificante colaboração.

Não é possível deixar de agradecer a Romilson, Lindenberg (Bega), Pollyanna Kelly, Samira Azevedo, Everson Mariano, Edvânia Santos, Ailton Liberato, Alexsandra e Washington Correia pelos momentos de descontração e incentivo.

Aos professores e amigos Ênio Pereira de Souza (UFCG) pelas discussões sobre os resultados no modelo BRAMS, Enilson Palmeira Cavalcanti (UFCG) pela ajuda na inicialização heterogênea do modelo RAMS/BRAMS e Emerson Mariano (UECE) pelo fornecimento dos executáveis e código fonte do VISU.

Ao Eng. Cartógrafo Miguel José da Silva e Rose Mendonça pela ajuda na construção dos arquivos de vegetação utilizados no modelo.

A Dona Inês, Tibério, Priscila, Larissa e todos que fazem parte da cantina de dona Inês pelo apoio na alimentação e pelos momentos de descontração.

LISTA DE SÍMBOLOS E VARIÁVEIS

$albv_green$	Albedo verde
$albv_brown$	Albedo de galhos e troncos
b	Parâmetro tabelado (adimensional)
CAPE	Energia potencial convectiva disponível
C_d	Capacidade volumétrica de calor do solo
C_g	Calor específico do solo seco $Jkg^{-1}K^{-1}$
C_i	Calor específico do gelo $Jkg^{-1}K^{-1}$
C_l	Calor específico da água líquida $Jkg^{-1}K^{-1}$
C_p	Calor específico do ar à pressão constante
$dead_frac$	Fração morta da vegetação
e	Pressão parcial do vapor d'água
$emisv$	Emissividade
e_s	Pressão de vapor a saturação
F_{hca}	Fluxo de calor sensível para os níveis mais inferiores do modelo
F_{hgc}	Fluxo de calor sensível do solo para o ar do dossel
F_{hvc}	Fluxo de calor sensível entre a vegetação e o ar do dossel
f_i	Fração do gelo (por massa)
f_l	Fração de água líquida (por massa)
F_{rgv}	Troca de radiação de onda longa entre o solo e a vegetação
F_{rva}	Troca de radiação de onda longa entre a vegetação e atmosfera
F_{wca}	Fluxo de umidade para os níveis mais inferiores do modelo
F_{wgc}	Fluxo de umidade devido à evaporação do solo para o ar do dossel
IAF	Índice de área foliar
K_s	Condutividade hidráulica do solo à saturação
L_{il}	Calor latente de fusão ($J kg^{-1}$)
M_g	Massa do solo seco por metro cúbico do volume total ($kg m^{-3}$)
NCL	Nível de condensação por levantamento
NE	Nível de equilíbrio
p	Pressão atmosférica
q	Umidade específica do ar
Q_g	Energia interna do solo

r	Razão de mistura
r_b	Resistência entre o ar do dossel e a superfície da vegetação (m^{-1})
$rcmin$	Resistência estomática mínima permitida
r_d	Resistência entre o solo e o ar do dossel (sm^{-1})
Rd	Constante dos gases para o ar seco
$R_{L\downarrow}$	Radiação de onda longa descendente na base da atmosfera em ($W m^{-2}$)
rootdep	Profundidade das raízes
r_s	Razão de mistura à saturação
r_{smin}	Resistência estomática mínima
$R_{s\downarrow}$	Radiação solar que chega na base da atmosfera ($W m^{-2}$)
Sai	Índice de área de caule
sr_max	Parâmetro SiB usado para converter NDVI para outros parâmetros
S_v	Radiação solar absorvida pela vegetação
T	Temperatura do ar
T^*	Fluxo de temperatura
tai_max	Índice de area total máxima
T_c	Temperatura do ar do dossel
T_g	Temperatura do solo
T_L	Temperatura do ar no nível de condensação por levantamento
T_k	Temperatura absoluta
T_p	Temperatura da parcela
T_v	Temperatura da vegetação
T_{va}	Temperatura virtual do ambiente
T_{vp}	Temperatura virtual da parcela
u	Componente zonal do vento
u^*	Fluxo de momento
UR	Umidade relativa do ar
v	Componente meridional do vento
veg_clump	“Fator de aglomeração” usado nos cálculos do SiB2
veg_frac	Fração de cobertura vegetal, usado pela radiação no SiB2
veg_ht	Altura da vegetação
χ^*	Fluxo de umidade
W_g	Conteúdo de água no solo ($kg m^{-3}$)

α_s	Albedo da neve
α_v	Albedo da vegetação
γ_s	Índice de área foliar corrigido para profundidade de neve
ρ_a	Densidade do ar (kg m^{-3})
ρ_s	Densidade de uma camada coberta por neve
ϵ_g	Emissividade do solo
ϵ_{gs}	Emissividade do solo ou da neve
ϵ_v	Emissividade da vegetação
σ	Constante de Stephan – Boltzmann
Γ_s	Fração de vegetação
θ	Temperatura potencial
θ_e	Temperatura potencial equivalente
θ_{es}	Temperatura potencial equivalente à saturação
η_s	Conteúdo de umidade volumétrico à saturação
ψ_s	Umidade potencial de saturação
χ_c	Razão de mistura do vapor d'água na superfície do ar do dossel (kg kg^{-1})
χ_g	Razão de mistura do vapor d'água na superfície do solo (kg kg^{-1})

LISTA DE ABREVIATURAS

A	Coluna Atmosférica
AMJ	Abril, Maio e Junho
ASAS	Alta Subtropical do Atlântico Sul
ASO	Agosto, Setembro e Outubro
AVHRR	Advanced Very High Resolution Radiometer
BATS	Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
BV	Brisa de Vegetação
CLA	Camada Limite Atmosférica
CO ₂	Dióxido de Carbono
CODEVASF	Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco (e do Parnaíba)
CPATSA	Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido
<i>ctg.irg.pl.cl</i>	Simulação com Caatinga, culturas irrigadas e plantações, com lago
<i>ctg.irg.cl</i>	Simulação com Caatinga e culturas irrigadas, com lago
<i>ctg.sl</i>	Simulação com Caatinga, sem lago
CV	Simulação com vento sinótico
DNPM	Departamento Nacional de Produção Mineral
E	Leste (direção do vento)
EMBRAPA	Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária
ESE	Leste/Sudeste
ETA	Modelo de mesoescala em coordenada eta
FAO	Food and Agriculture Organization
FNE	Fundo Constitucional de Financiamento do Nordeste
FRACVEG	Fração de cobertura vegetal
GRADS	Grid Analysis and Display System

HL	Hora Local
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ITEP	Instituto Tecnológico de Pernambuco
LAMEP	Laboratório de Meteorologia de Pernambuco
LDAS	Land Data Assimilation System
LEAF	Land Ecosystem Atmospheric Feedback
MCGA	Modelo de Circulação Geral da Atmosfera
MUDVEG	Mudança no Uso e Cobertura do Solo
NDVI	Normalized Difference Vegetation Index
NE	Nordeste
NEB	Nordeste do Brasil
OND	Outubro, Novembro e Dezembro
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
S	Camada de Cobertura de Neve
SE	Sudeste (direção do vento)
SSiB	Simplified Simple Biosphere
SUDENE	Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste
SV	Simulação sem vento sinótico
SW	Sudoeste (direção do vento)
TOPMODEL	
TSM	Temperatura da Superfície do Mar
UACA	Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas
UFCEG	Universidade Federal de Campina Grande
V	Cobertura Vegetal
VCAN	Vórtice Ciclônico de Altos Níveis

WNW	Oeste/Noroeste
WSW	Oeste/Sudoeste
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	Zona de Convergência Intertropical

LISTA DE QUADROS

Quadro 4.1:	Classes de uso do solo e parâmetros biofísicos usados no LEAF 3 (Fonte: WALKO e TREMBACK, 2005).	39
Quadro 4.2:	Definição das características principais usadas nas simulações numéricas do impacto ambiental em áreas de Caatinga com e sem o escoamento sinótico.	43
Quadro 4.3:	Tipos de vegetação e respectivas propriedades físicas. (Fonte: Adaptado de leaf3_init.f90).	48
Quadro 4.4:	Propriedades do tipo de solo franco-arenoso-argiloso usado nas simulações. ψ_s é a umidade potencial de saturação; η_s é o conteúdo de umidade volumétrico à saturação; b um parâmetro tabelado (adimensional); K_s é a condutividade hidráulica do solo à saturação e C_d é a capacidade volumétrica de calor do solo. (Fonte: CLAPP e HORNBERGER, 1978; McCUMBER e PIELKE, 1981; PIELKE, 1984; TREMBACK e KESSLER, 1985).	48

LISTA DE FIGURAS

- Figura 2.1: Mapa do relevo e bacias hidrográficas do Nordeste do Brasil. (Fonte: Adaptado de Simielli, 1991). 4
- Figura 2.2: Mapa do Nordeste do Brasil com delimitação da região semiárida. (Fonte: Amargosa, 2011). 5
- Figura 2.3: Divisão fisiográfica do Rio São Francisco e localização do Vale no Brasil 6
- Figura 4.1: Domínio das simulações numéricas realizadas com as grades 1 (resolução de 8 km) e 2 (resolução de 2 km). A cruz em cor preta indica a localização geográfica de Petrolina (9,4°S – 40,5°W) e a cruz em azul mostra a posição da torre micrometeorológica da EMBRAPA semiárido. 41
- Figura 4.2: Distribuição das matrizes com dados de cobertura e uso do solo disponível para o modelo RAMS cobrindo todo o Nordeste do Brasil. O nome do arquivo escrito abaixo de cada bloco indica a posição inicial (latitude/longitude) correspondente ao extremo sudoeste da matriz de dados. 45
- Figura 4.3: Matriz com todos os blocos com dados de cobertura e uso de solo, o nome do arquivo indica o extremo sudoeste. 46
- Figura 4.4: Tipos de vegetação no domínio da grade 2 (resolução de 2 km). A escala de cores indica as categorias de vegetação disponíveis no modelo. 50
- Figura 4.5: (a) Mapa de Recursos Hídricos da região com uma visão parcial do lago de Sobradinho e dos perímetros públicos de irrigação no Submédio do Rio São Francisco; (b) Domínio numérico coberto pela grade 2 com a distribuição das áreas irrigadas no domínio numérico conforme assimilado pelo modelo. (Fonte: Correia, 2001) 51
- Figura 4.6: Ocupação do solo no domínio da grade 2; tipos de vegetação padrão do RAMS (a); tipos de vegetação no cenário atual (*ctg.irg.pl*) (b). A escala de cores indica as classes de vegetação disponíveis no modelo. 52
- Figura 4.7: Ocupação do solo no domínio da grade 2 no experimento: (a) Caatinga sem influência antrópica “*ctg.sl*”; (b) cenário atual “*ctg.irg.pl.cl*” e (c) cenário da expansão agrícola máxima “*ctg.irg.cl*”. A escala de cores indica as classes de vegetação disponíveis no modelo. 53
- Figura 5.1: Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} obtidos da sondagem realizada em Petrolina: (a) no dia 14 de março de 2005 às 12:00 UTC. (b) no dia 15 de março de 2005 às 12:00 UTC e (c) no dia 16 de março de 2005 às 12:00 UTC. A linha tracejada indica a altura da base da inversão dos alísios (INV); a linha contínua indica a altura do topo da camada de mistura (CM). 58

- Figura 5.2: Distribuição espacial do fluxo de calor sensível H (W/m^2) nos dias: 14, 15 e 16 de março (a), (c) e (e); e do calor latente LE (W/m^2): nos dias: 14, 15 e 16 de março (b), (d) e (f) obtida da diferença entre as simulações Caatinga, Culturas Irrigadas e Plantações com Lago (*ctg.irg.pl.cl*) e Caatinga sem Lago (*ctg.sl*) as 15:00 HL. 61
- Figura 5.3: Perfis verticais do déficit de pressão do vapor d'água DPV para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005. Os valores das pressões parciais do vapor d'água de saturação e do ar foram obtidos para Petrolina com base na simulação com o cenário atual (*ctg.irg.pl.cl*). 62
- Figura 5.4: Topografia (m) no domínio numérico da grade 2 (resolução de 2 km). A escala em cores mostra a altura em metros. As isolinhas indicam contornos da topografia a cada 30 metros: (a); ocupação do solo no cenário *ctg.irg.pl.cl*. A escala em cores mostra os códigos correspondentes ao tipo de vegetação: (b). 63
- Figura 5.5: Distribuição espacial da temperatura do ar T ($^{\circ}C$), e razão de mistura r (g/kg) obtida da diferença entre às simulações Caatinga, culturas irrigadas e plantações, com lago (*ctg.irg.pl.cl*) e Caatinga sem Lago (*ctg.sl*) as 15:00 HL nos dias: (a,b) 14, (c,d) 15 e (e,f) 16 de março de 2005. 65
- Figura 5.6: Campo do vento horizontal (m/s) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2km) às 15:00 HL resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março. 69
- Figura 5.7: Corte transversal da componente zonal do vento (m/s) na latitude de $9,4^{\circ}S$, às 15:00 HL, resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a posição do lago (cor preta) e do perímetro Nilo Coelho (cor cinza). 72
- Figura 5.8: Corte transversal da temperatura potencial ($^{\circ}C$) na latitude de $9,4^{\circ}S$, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a posição do lago (cor preta) e do perímetro Nilo Coelho (cor cinza). 74
- Figura 5.9: Corte transversal da razão de mistura (g/kg) na latitude de $9,4^{\circ}S$, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a posição do lago (cor preta) e do perímetro Nilo Coelho (cor cinza). 75
- Figura 5.10: Evolução temporal: (a) fluxos de calor sensível, H (W/m^2), (b) calor latente LE (W/m^2), (c) radiação líquida R_n (W/m^2) e (d) temperatura do ar T ($^{\circ}C$) simulados (em vermelho) e calculados (em preto) na localização da torre micrometeorológica de Petrolina ($9,0585^{\circ}S$; $40,3292^{\circ}W$). 76

- Figura 5.11: Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} , obtidos com dados extraídos da simulação Caatinga, áreas irrigadas, plantações com lago (*ctg.irg.pl.cl*) realizada com o modelo RAMS: (a) dia 14; (b) dia 15 e (c) dia 16 de março de 2005. 78
- Figura 5.12: Localidades selecionadas para o cálculo da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação convectiva acumulada no domínio numérico do cenário *ctg.irg.pl.cl*. A posição geográfica de cada localidade é indicada pelos pontos P1, P2, P3, P4 e P5. 79
- Figura 5.13: Evolução temporal da energia potencial convectiva disponível (CAPE): (a) e precipitação convectiva acumulada nas localidades P1, P2, P3, P4 e P5 no domínio numérico do cenário *ctg.irg.pl.cl*: (b). 80
- Figura 5.14: Evolução temporal da temperatura potencial equivalente e da CAPE obtida com as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* nas localidades P1(9°S;40,6°W) e P5(9,54°S;40,9°W) situadas no domínio numérico. 82
- Figura 5.15: Distribuição espacial do fluxo de calor sensível H (W/m²) nos dias: 14, 15 e 16 de março obtida da diferença entre às simulações Caatinga, Culturas Irrigadas e Plantações com lago (*ctg.irg.pl.cl*) e Caatinga sem Lago (*ctg.sl*) as 15:00 HL. Com vento sinótico (a), (c) e (e); e sem vento sinótico (b), (d) e (f). 85
- Figura 5.16: Distribuição espacial do fluxo de calor latente LE (W/m²) nos dias: 14, 15 e 16 de março obtida da diferença entre às simulações Caatinga, Culturas Irrigadas e Plantações com lago (*ctg.irg.pl.cl*) e Caatinga sem Lago (*ctg.sl*) as 15:00 HL. Com vento sinótico (a), (c) e (e); e sem vento sinótico (b), (d) e (f). 86
- Figura 5.17: Campo do vento horizontal (m/s) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) as 15:00 HL resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março. 88
- Figura 5.18: Distribuição espacial da temperatura do ar (°C) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) as 15:00 HL resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março. 90
- Figura 5.19: Configuração espacial da razão de mistura (g/kg) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) as 15:00 HL resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março. 91

- Figura 5.20: Corte transversal da componente zonal do vento (m/s) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza). 93
- Figura 5.21: Seção transversal da topografia no domínio numérico na latitude de 9°S e esquema ilustrativo da circulação de encosta e escoamento convergente centrado em 41,25°W: (a) cenário *ctg.irg.pl.cl* e (b) cenário *ctg.irg.cl*. 94
- Figura 5.22: Corte transversal da temperatura potencial (°K) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza). 96
- Figura 5.23: Corte transversal da razão de mistura (g/kg) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza). 97
- Figura 5.24: Corte transversal da componente zonal do vento (m/s), temperatura potencial (°K) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* com o vento sinótico: (a) (c) e (e), e sem o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área do lago de Sobradinho (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza). 99
- Figura 5.25: Seção transversal da topografia no domínio numérico para latitude de 9,4°S e esquema ilustrativo da circulação de encosta, brisa lacustre (BL), brisa de vegetação (BV) e escoamento convergente centrado na área do lago de Sobradinho. A seta azul na parte superior da Figura indica a direção do escoamento sinótico. 100
- Figura 5.26: Configuração espacial da precipitação convectiva acumulada (mm) no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) as 15:00 HL resultante da diferença entre às simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Áreas com aumento no total de precipitação convectiva: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Áreas com redução no total da chuva convectiva: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março. 101
- Figura 5.27: Perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação obtidos com as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005: (a), (c) e (e) simulação *ctg.sl* e (b), (d) e (f) simulação *ctg.irg.cl*. 103

Figura 5.28: Localidades selecionadas para o cálculo da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação convectiva acumulada no domínio numérico do cenário *ctg.irg.cl*. A posição geográfica de cada localidade é indicada pelos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

104

Figura 5.29: Evolução temporal da energia potencial convectiva disponível (CAPE): (a) e precipitação convectiva acumulada nas localidades P1, P2, P3, P4 e P5 no domínio numérico do cenário *ctg.irg.cl* (b).

105

RESUMO

Neste trabalho a versão 6.0 do modelo numérico RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) é usada com o objetivo principal de simular a influência da expansão agrícola nas trocas de água e energia em áreas de Caatinga, e quantificar os efeitos das mudanças na cobertura e uso da terra na geração de circulações termicamente induzidas e na atividade convectiva.

Os cenários de uso da terra investigados neste estudo foram construídos para representar condições ambientais nativas (sem influências antrópicas), e com alterações decorrentes da construção da represa de Sobradinho, e da expansão de atividades agrícolas e irrigação em região de clima semiárido. O ambiente atmosférico de grande escala é caracterizado pela estrutura dinâmica e termodinâmica típica da área central de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN). A escolha do período de estudo teve como objetivo garantir condições ambientais com ampla diversidade agrícola em áreas de Caatinga (culturas de sequeiro e agricultura irrigada), e pouca nebulosidade.

A evolução temporal da precipitação convectiva acumulada nas simulações da expansão agrícola mostra diferenças marcantes nos efeitos da agricultura de sequeiro e vegetação irrigada. O aumento na taxa da evapotranspiração nas áreas irrigadas eleva consideravelmente o teor de umidade nos baixos níveis da troposfera, reduz a temperatura do ar e diminui a precipitação convectiva. A descontinuidade na umidade e tipo de cobertura vegetal modifica a intensidade e distribuição dos fluxos turbulentos que são importantes na formação dos gradientes de pressão que geram circulações de brisa (brisa lacustre e de vegetação), de forma que o domínio nos transportes verticais de calor e água passa a ser da mesoescala.

Verificou-se que as principais forçantes locais na determinação da distribuição espacial dos fluxos turbulentos e da chuva convectiva foram a topografia e a descontinuidade no teor de umidade do solo. Com relação a estabilidade atmosférica percebeu-se a existência de uma relação quase linear entre a Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) e a temperatura potencial equivalente.

Palavras-chave: mudança no uso e cobertura da terra, interações superfície-atmosfera, impacto antropogênico, vórtice ciclônico de altos níveis, brisa lacustre, agricultura irrigada, modelo RAMS

ABSTRACT

In this work the version 6.0 of the numerical model RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) is used with the main objective of simulating the influence of agricultural expansion on the water and energy exchange in Caatinga vegetation areas, and to quantify the effects that changes on soil use and coverage have on the generation of thermally induced circulations and convective activity.

The scenarios of soil use investigated are designed to represent native environmental conditions (without anthropogenic influences) and with alterations due to the implementation of the Sobradinho reservoir, and the expansion of agricultural activities and irrigation in a semiarid climate area. The large scale atmospheric ambient is characterized by the dynamic and thermodynamic structure typical of the central area of an upper level cyclonic vortex. The period of study was chosen aiming at environmental conditions with largely diversified agricultural use in Caatinga vegetation areas (agriculture with and without irrigation), and almost cloudless skies.

The temporal evolution of the accumulated convective precipitation in the numerical simulations of the agricultural expansion shows large differences in the effects of agriculture with and without irrigation. The irrigated areas higher evapotranspiration rate causes a substantial increase in the moisture content in the lower troposphere, and lower the air temperature and convective precipitation.

Keywords: land use-land cover change, surface-atmosphere interactions, anthropogenic impact, upper level cyclonic vortex, lake breeze, irrigated agriculture, RAMS model.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	OBJETIVOS	2
1.1.1	Objetivo Geral	2
1.1.2	Objetivos específicos	3
2	CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO	4
2.1	ASPECTOS FISIAGRÁFICOS	4
2.1.1	Hipsometria e hidrografia	4
2.1.2	Vegetação	6
2.1.3	Solos	8
2.2	ASPECTOS DE TEMPO E CLIMA	10
2.2.1	Sistemas atmosféricos de grande escala	10
2.2.2	Sistemas convectivos de pequena e mesoescalas	13
3	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	16
3.1	EVOLUÇÃO DOS MODELOS DE SUPERFÍCIE	16
3.2	MODELAGEM NUMÉRICA DE MUDANÇAS NA COBERTURA E USO DO SOLO E SEUS IMPACTOS NA ATMOSFERA	18
3.2.1	Estudos com modelos de circulação geral da atmosfera	19
3.2.2	Estudos com modelos regionais	23
3.2.2.1	Impacto do desmatamento e/ou da implantação de agricultura sem irrigação ...	23
3.2.2.2	Impacto da implantação de agricultura com irrigação	29
4	MATERIAL E MÉTODOS	32
4.1	O MODELO NUMÉRICO RAMS	32
4.1.1	O esquema de superfície LEAF-3	33
4.1.1.1	Solo	34
4.1.1.2	Vegetação	35
4.1.1.3	Ar do dossel	37
4.2	ARQUIVOS DE VEGETAÇÃO DO RAMS.....	38
4.3	DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS.....	40
4.3.1	Condições iniciais	40
4.3.2	Condições de Contorno	42
4.3.2.1	Elaboração dos arquivos de ocupação do solo.....	43
4.3.2.2	Ajuste de parâmetros biofísicos da vegetação	46

4.3.2.3	Escolha do tipo de solo	48
4.4	CONSTRUÇÃO E DESCRIÇÃO DOS CENÁRIOS	49
4.5	ANÁLISE DA ESTRUTURA TERMODINÂMICA E ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA	53
4.6	DADOS MICROMETEOROLÓGICOS	55
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	57
5.1	CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E ESTRUTURA TERMODINÂMICA NA REGIÃO DE ESTUDO... 57	
5.2	ANÁLISES NUMÉRICAS	59
5.2.1	Simulação dos impactos da construção da represa de Sobradinho, e da degradação ambiental associada às atividades agrícolas em áreas de Caatinga 59	
5.2.1.1	Variabilidade nos fluxos turbulentos.....	59
5.2.1.2	Mudanças no uso da terra e variabilidade no vento, temperatura e umidade atmosférica	64
5.2.1.2.1	<i>Temperatura e umidade</i>	64
5.2.1.2.2	<i>Vento horizontal e circulações induzidas termicamente</i>	67
5.2.1.2.3	Validação dos resultados.....	76
5.2.1.3	Mudanças no uso da terra e variabilidade na atividade convectiva local	77
5.2.2	Expansão da agricultura irrigada e efeitos na interação superfície-atmosfera . 83	
5.2.2.1	Considerações	83
5.2.2.2	Variabilidade nos fluxos turbulentos.....	83
5.2.2.3	Temperatura e umidade.....	89
5.2.2.4	Circulações termicamente induzidas e estrutura da camada limite atmosférica (CLA).....	92
5.2.2.5	Camada de mistura.....	95
5.2.2.6	Expansão da agricultura irrigada e variabilidade na atividade convectiva local 100	
5.2.2.7	Influência da expansão da agricultura irrigada na variabilidade da CAPE.....	103
6	CONCLUSÕES	106
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	108

1 INTRODUÇÃO

O principal ecossistema do Nordeste é a Caatinga, único bioma exclusivamente brasileiro, que ocupa 11% do território nacional onde vivem aproximadamente 27 milhões de pessoas. Atualmente, cerca de 80% da área deste ecossistema está alterada, tanto por processos que tiveram início na época da colonização do Brasil, como o desmatamento, quanto por outros mais recentes como a implantação de perímetros de irrigação e a urbanização (BRASIL, 2004a).

No decorrer das últimas cinco décadas o Submédio do Vale do São Francisco tem recebido grandes investimentos públicos e privados em agricultura irrigada, tornando-se uma área de grande dinamismo econômico (PAES, 2009). Atualmente existem sete perímetros públicos em funcionamento no Polo Petrolina-PE/Juazeiro-BA: Bebedouro, Senador Nilo Coelho e sua extensão Maria Tereza, em Petrolina; Curaçá, Maniçoba, Tourão e Mandacaru, em Juazeiro. Eles foram implantados em períodos diferentes e, em alguns casos, através de distintas concepções como Bebedouro e Nilo Coelho, por exemplo. Bebedouro, no Estado de Pernambuco, foi o primeiro perímetro irrigado a ser construído no Pólo, junto ao perímetro de Mandacaru, no Estado da Bahia, em 1968, como um projeto piloto para verificar a viabilidade econômica de tais investimentos no semiárido. O Nilo Coelho começou a funcionar em 1984, quando uma elevada taxa de crescimento já era observada nos municípios do Polo, e a represa de Sobradinho era um incentivo para o aumento da área irrigada.

O Polo Petrolina-Juazeiro foi escolhido como foco deste trabalho por ser o mais dinâmico dos pólos de fruticultura irrigada do Nordeste, contribuindo de forma significativa para o desenvolvimento sócio-econômico da região. O crescimento da área irrigada, que tem sido acelerado pelos investimentos da iniciativa privada, amplia a questão sobre o impacto que as mudanças antrópicas têm sobre os processos atmosféricos no Submédio São Francisco. Alguns estudos na área de ciências atmosféricas têm abordado o tema da antropização no Nordeste, mas poucos têm usado o recurso da modelagem numérica para simular impactos na escala de microrregiões.

Neste estudo o modelo numérico Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) é utilizado para realizar integrações de alta resolução visando simular a ampliação da área irrigada e seu impacto na atmosfera na área do Polo Petrolina-Juazeiro. Um vórtice ciclônico

de altos níveis (VCAN) condiciona o ambiente de grande escala nos dias de integração. As análises realizadas se concentram nas circulações locais geradas por contrastes nos fluxos turbulentos de superfície, e na precipitação a elas associadas. A interação entre as circulações locais e o VCAN também é investigada.

Este trabalho está dividido em 6 capítulos. As principais características físicas e meteorológicas da região de estudo são apresentadas no Capítulo 2. A revisão bibliográfica de estudos que utilizam a modelagem numérica para investigar os impactos causados por mudanças antrópicas é apresentada no Capítulo 3. Uma descrição do modelo e o programa desenvolvido para gerar mapas de vegetação e características das simulações realizadas com o modelo são apresentados no Capítulo 4. Os resultados sobre o efeito da implantação das áreas irrigadas e da expansão das mesmas são discutidos no Capítulo 5. As conclusões são apresentadas no Capítulo 6.

1.1 OBJETIVOS

1.1.1 Objetivo Geral

Realizar experimentos numéricos controlados que permitam determinar o grau de influência das mudanças de uso da terra em áreas de Caatinga nos processos meteorológicos no Submédio da bacia hidrográfica do Rio São Francisco. Pretendeu-se avaliar o papel das modificações da cobertura vegetal no desenvolvimento e intensificação de circulações locais, bem como a influência destes contrastes na atividade convectiva da região. Na realização do trabalho a utilização do modelo regional RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) representa a principal ferramenta de análise. Esse modelo vem sendo utilizado e validado mundialmente em simulações de processos meteorológicos em várias escalas de tempo e espaço, tendo sua principal aplicação em fenômenos de mesoescala.

1.1.2 Objetivos específicos

- Simular a influência da degradação do bioma Caatinga pela expansão das atividades agrícolas e de irrigação nos fluxos de energia, temperatura e umidade do ar, e precipitação convectiva.
- Detectar mudanças no padrão de vento regional associadas a forçantes antrópicas e sua interação com sistemas de circulações locais tais como brisa lacustre e de encosta.
- Verificar como as mudanças no padrão de circulação regional afetam o ambiente de grande escala e o grau de atividade convectiva na região.
- Contribuir para o conhecimento sobre mecanismos dinâmicos e termodinâmicos responsáveis por mudanças a nível regional na atmosfera.

2 CARACTERIZAÇÃO DA REGIÃO DE ESTUDO

2.1 ASPECTOS FISIAGRÁFICOS

2.1.1 Hipsometria e hidrografia

A Região Nordeste do Brasil (NEB) ocupa uma área de 1,5 milhões de km² (18% da área do País). Situa-se entre as latitudes de 1° e 18° sul e as longitudes de 34° e 48° oeste (Figura 2.1). Limita-se com a Floresta Amazônica (a oeste), com o Oceano Atlântico (a leste e ao norte), e com os estados de Minas Gerais e Espírito Santo (ao sul). O clima predominante é semiárido. Essa característica faz da região uma área anômala quando comparada com outras regiões na mesma faixa latitudinal.



Figura 2.1: Mapa do relevo e bacias hidrográficas do Nordeste do Brasil. (Fonte: Adaptado de SIMIELLI, 1991)

O NEB pode ser subdividido em três áreas morfologicamente distintas segundo a classificação do relevo brasileiro de Ab'Sáber (1993):

(a) Planalto Maranhão-Piauí, que abrange quase toda a área desses estados, com exceção da região litorânea;

(b) Planalto Nordestino, bastante extenso, mas com modestas altitudes, onde sobressaem as serras e chapadas (Borborema, Araripe, Diamantina);

(c) Planícies e terras costeiras que se estendem no litoral nordestino em faixas mais

largas ou mais estreitas e até interrompidas.

As áreas semiáridas do NEB se destacam pela ocorrência de secas, pela relativa escassez de precipitação pluviométrica e por ser um espaço densamente povoado, com elevado grau de pobreza. Segundo Ab'Sáber (1987), são consideradas como um dos espaços semiáridos mais povoados do mundo (30% da população brasileira). Os espaços semiáridos do NEB apresentam, além disso, a maior abrangência físico-territorial, em comparação com os outros espaços naturais que conformam e estruturam o nordeste brasileiro. A região semiárida do nordeste brasileiro (Figura 2.2) tem uma superfície de 895.254,40 km², sendo integrada por 1.031 municípios (BRASIL, 2004b), com precipitação pluviométrica média anual igual ou inferior a 800 mm.



Figura 2.2: Mapa do Nordeste do Brasil com delimitação da região semiárida. (Fonte: AMARGOSA, 2011)

O Rio São Francisco, que nasce na Serra da Canastra no Estado de Minas Gerais, domina a hidrografia de superfície de grande parte do NEB. A bacia hidrográfica do São Francisco é tradicionalmente dividida em quatro sub-bacias: Alto, Médio, Submédio e Baixo São Francisco (Figura 2.3). A maior parte do Médio São Francisco está situada em solo nordestino, estendendo-se desde a fronteira da Bahia com Minas Gerais até Remanso-BA (9°39'S, 42°3'W), entre o Espigão Mestre e a Chapada Diamantina. O Submédio está situado

entre Remanso e Paulo Afonso-BA (9°21'S, 38°15'W), onde começa o Baixo, que se estende até a foz, no Oceano Atlântico. No Médio, Submédio e em parte do Baixo o clima é semiárido.

O Submédio São Francisco compreende o trecho do Rio entre Remanso e Paulo Afonso, ocupando a área de 110.446 km², (17% da área total do Vale do São Francisco). Sua topografia é formada por montanhas onduladas com altitude que varia de 200 a 800m, contém terraços; ventos aluviais e planícies de inundação recente por toda a porção central.

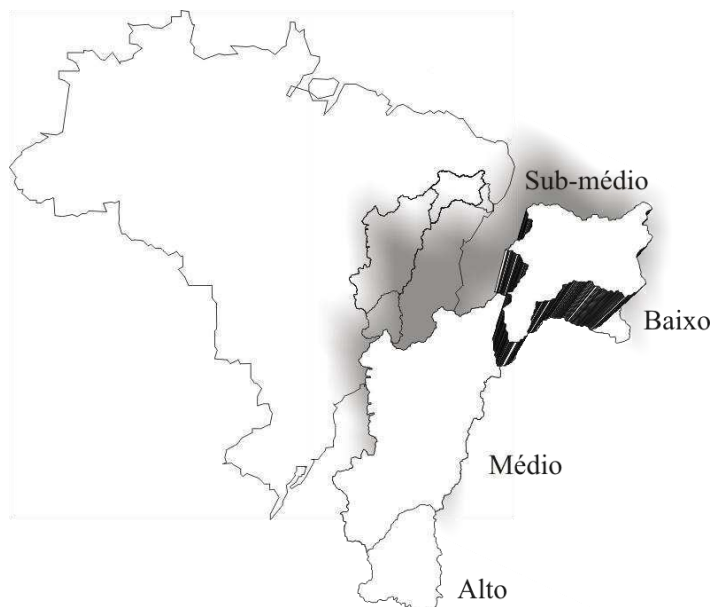


Figura 2.1 Divisão fisiográfica do Rio São Francisco e localização do Vale no Brasil.

Uma das principais atividades econômicas do NEB é a agricultura de subsistência, tornando a economia local bastante vulnerável a eventos climáticos extremos. A grande variabilidade no regime pluviométrico do Nordeste do Brasil é em parte explicada em função dos diversos fenômenos que influenciam a região.

2.1.2 Vegetação

Caatinga, na língua dos índios Tupi, significa mata branca (LEAL *et al.*, 2005). Ela pode ser descrita como o tipo de vegetação lenhosa raquítica decidual, em geral espinhosa, com plantas suculentas e com sinúsia (conjunto de espécies pertencentes ao mesmo tipo de forma de vida e com exigências ecológicas uniformes) graminosa, das áreas tropicais. Foi considerada homóloga pelos fitogeógrafos africanos, sendo esta homologia estendida, por

relação de equivalência, às áreas de Estepe do Brasil (BRASIL, 1983).

A Caatinga ocupa uma área em torno de 735.000 km² que abrange a maior parte do NEB e parte do nordeste de Minas Gerais, no vale do Jequitinhonha (LEAL *et al.*, 2005). Ela faz limites com a Floresta Amazônica (a oeste), a Mata Atlântica (a leste), o Cerrado (ao sul) e o Oceano Atlântico (ao norte). É caracterizada por um fitoclima generalizado de acentuada semiaridez (acima de 6 meses secos) a aridez (acima de 9 meses secos). As temperaturas são elevadas, notadamente no período seco.

A Caatinga tem como formas biológicas dominantes as caméfitas espinhosas e umas poucas fenerófitas raquíticas decíduais no período seco. Muitas plantas herbáceas geófitas e terófitas completam ainda as mais importantes formas de vida que integram este “tipo xerófito de vegetação”, no qual a coexistência de espécies perenifólias e decíduais é determinada pela disponibilidade de água no solo durante a estação seca (MEDINA, 1995).

Dentre as características da Caatinga, o sistema radicular é uma das menos conhecidas. A distribuição vertical das raízes influencia parcialmente a aquisição de recursos; raízes rasas facilitam a aquisição de nutrientes e raízes profundas ajudam a obter água durante a seca (GRAINGER e BECKER, 2001).

Dentre os poucos estudos que buscam caracterizar a distribuição das raízes para diversos tipos de vegetação para todo o globo pode-se destacar Jackson *et al.* (1996). Eles mostram que a distribuição de raízes, na média global, para todos os ecossistemas, apresentou 30%, 50% e 75% de raízes nos 10 cm, 20 cm e 40 cm da superfície, respectivamente. A distribuição relativa das raízes entre os biomas difere, em parte, devido às barreiras físicas para o crescimento. Pode-se encontrar forte resistência mecânica à penetração das raízes em ecossistemas áridos e semiáridos. Leitos rochosos rasos inibem o crescimento das raízes. Outro fator que pode limitar a profundidade de enraizamento é a temperatura do ar elevada.

Os arbustos tendem a ter raízes rasas ($\leq 0,5$ m), mas se estiverem sujeitos a forte seca podem tender a enraizamentos profundos, dependendo da frequência de luz e da não penetração de chuvas (≥ 1 m). Lima (1994) estudou o sistema radicular de cinco espécies arbóreas decíduas da Caatinga de Alagoinha-PE observando que todas as espécies apresentaram sistema radicular pouco profundo, em torno de 40 cm. Correia (2001) relata que a vegetação da Caatinga tem raízes bem desenvolvidas que, em muitas áreas, tem ramificações nas camadas superficiais do solo para captar o máximo de água durante as

chuvas. No entanto, também é comum encontrar áreas nas quais as raízes se aprofundam à procura de água, como uma *Licania rigida* Benth (Chrysobalanaceae) “oiticica”, com raiz principal de 18 metros de profundidade, encontrada nas margens de um açude no sertão da Paraíba (BARBOSA *et al.*, 2003).

No levantamento das características da vegetação da Caatinga encontrou-se um número bastante reduzido de experimentos de campo que contemplem a obtenção dos principais parâmetros biofísicos normalmente utilizados em modelos numéricos. Recentemente, Cunha (2007), objetivando fazer a calibração mensal do modelo *Simplified Simple Biosphere* (SSiB) em área de Caatinga no NEB, determinou médias mensais para o Índice de Área Foliar (IAF), a Fração de Cobertura Vegetal (FCV), dentre outros, no período de julho de 2004 a setembro de 2005. O autor assinala que não obteve bons resultados no uso das medidas com o RAMS.

2.1.3 Solos

No semiárido predominam solos com maior teor de areia na parte sedimentar do Arenito Paleozóico e na feição argilosa associada com silte e areia, no Cristalino do Pré-Cambriano. Estes podem ser pedregosos, pobres em matéria orgânica, mas com regular teor de cálcio e potássio (PACHÊCO e FREIRE, 2006). Os solos rasos e pedregosos são derivados principalmente de rochas cristalinas, praticamente impermeáveis, nas quais a possibilidade de acumulação de água no subsolo se restringe às zonas fraturadas, dependendo, na maior parte, do relevo.

Os solos Arenosolos são de areia de quartzo de dois a cinco metros de profundidade. São cobertos por arbustos e árvores pequenas que algumas vezes se tornam bastante densas. Plantas rasteiras são esparsas ou quase inexistentes. Estes solos têm pequena capacidade de retenção de água e uma fertilidade inerente muito baixa. Eles aparecem em áreas de tamanho pequeno e médio por toda a Caatinga, chegando possivelmente a 10% de sua área (BRASIL, 1977). Latossolos apresentam uma consistência que vai desde leve até pesada. São friáveis, profundos, bem drenados e com poucos nutrientes minerais. Alguns têm um pH muito baixo. É o tipo de solo mais comumente observado na Caatinga ocupando cerca de 150.000 km² (BRASIL, 1977).

Os Grumossolos são argilosos que se dilatam e quebram, geralmente variando entre

1,5 e 2 ou mais metros de profundidade, logo acima de uma camada de pedra calcária ou de latossolos endurecidos. Eles apresentam um pH que varia de ácido a neutro na superfície, até alcalino nas camadas mais profundas do solo. Sua drenagem interna é muito fraca, seu grau de infiltração é baixo e, quando saturados de água, apresentam uma “degradação” ou perda de estrutura, se tornando areia movediça. A dilatação, a quebra e a movimentação são alteradas em relação à quantidade de água no solo. A fertilidade inerente dos grumossolos é relativamente favorável quando comparada com aquela do latossolo. A vegetação dos grumossolos é peculiar. É possível encontrar em algumas áreas grupos de árvores ou arbustos com espaços relativamente amplos e vazios entre eles; em outras, encontra-se um solo quase que totalmente despojado de vegetação. Os Grumossolos ocupam uma área de cerca de 700 km² que se estende desde o sul até o leste de Juazeiro (BRASIL, 1977).

Os solos marrons não-cálcicos apresentam diferentes formas, que variam entre uma maior semelhança com os grumossolos até uma mais próxima dos latossolos. Sua fertilidade é também intermediária. A maior parte destes solos é composta por argila, areia e algumas substâncias orgânicas depositadas sobre subsolos mais pesados com um conteúdo de argila crescente. As camadas superiores deste solo variam em profundidade de meio metro até mais de um metro. Estas camadas são geralmente levemente ácidas, mas se tornam alcalinas no horizonte-B. A consistência, que varia de média-leve até média neste tipo de solo, é coberta com uma Caatinga mais ou menos densa, tal qual aquela dos latossolos. Nenhuma estimativa quanto à extensão destes solos foi possível, mas eles e alguns outros similares parecem ocupar áreas relativamente grandes e contíguas (BRASIL, 1977).

Muitos dos solos do Submédio São Francisco variam em textura, indo desde areias argilosas até aquelas de pouca penetrabilidade. Eles vão de muito ácidos até pouco ácidos, mas solos sódicos existem em algumas áreas.

No que diz respeito à textura, aproveitamento e adaptabilidade para mecanização, muitos dos solos são considerados excelentes para a agricultura. Sendo geralmente ácidos de um baixo grau de fertilidade natural, eles requerem fertilizantes de modo a colocar nutrientes à disposição das plantas.

Os grumossolos que ocorrem perto de Juazeiro-BA são exceções. Eles têm textura fina e são difíceis de lidar. O conteúdo de umidade é um fator crítico nestes solos uma vez que afeta a praticabilidade e o potencial para mecanização. Estes solos têm geralmente uma fertilidade natural maior do que todos os outros solos do Vale do São Francisco.

2.2 ASPECTOS DE TEMPO E CLIMA

O Submédio São Francisco se caracteriza por apresentar clima semiárido e árido, com precipitação média anual entre 800 e 350 mm, temperatura média de 27°C, insolação média anual de 2800 horas e evapotranspiração média anual de 1550 mm (BRASIL, 2004).

A estação chuvosa começa em novembro/dezembro e termina em março/abril (RAMOS, 1975; SILVA ARAGÃO *et al.*, 1997). Seu início está associado à atuação dos vórtices ciclônicos de altos níveis (KOUSKY e GAN, 1981) e à penetração de sistemas frontais austrais, e o final à migração para norte da Zona de Convergência Intertropical. Ramos (1975) estabelece que as condições atmosféricas em Petrolina são caracterizadas pela presença de ventos de sudeste e de uma inversão de subsidência na baixa troposfera devido ao domínio da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), cuja intensificação tem início no final do outono e finda na primavera. A inversão parece inibir a formação de chuvas isoladas mantendo baixa a quantidade de precipitação. Os cúmulos de convecção profunda existem apenas na presença de outros sistemas atmosféricos organizados que causam enfraquecimento ou interrupção no regime dos ventos alísios de sudeste, e o enfraquecimento ou eliminação da inversão, favorecendo as condições para convecção profunda e a precipitação pluvial (SILVA ARAGÃO *et al.*, 2007).

2.2.1 Sistemas atmosféricos de grande escala

As condições atmosféricas no período chuvoso do Semiárido são, em grande parte, dominadas pela atuação de distúrbios atmosféricos de grande escala que alteram as condições locais, tornando-as favoráveis para o desenvolvimento de sistemas convectivos.

Um dos principais sistemas responsáveis pelas chuvas no norte do Semiárido é a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), que está associada ao gradiente de temperatura da superfície do mar (TSM) entre o Atlântico Tropical Norte e o Atlântico Tropical Sul. Os padrões de anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical são associados com anos secos ou chuvosos no Nordeste (NOBRE e SHUKLA, 1996).

No período Março-Abril-Maio (MAM), quando o gradiente meridional de anomalias de TSM aponta para norte, a ZCIT começa a se deslocar para norte (se desloca para sul quando o gradiente de anomalias de TSM aponta para sul). A principal razão para a

deficiência (excesso) de chuva sobre o norte do NEB é o deslocamento antecipado (tardio) da ZCIT para norte, que tem início em março (abril) quando o Atlântico Tropical Norte (Sul) está mais quente do que o normal.

Aparentemente, na estação chuvosa acima/abaixo da média o movimento ascendente da circulação de Hadley e a convecção na ZCIT aumentam/diminuem e o eixo de máxima convecção é deslocado para sul/norte. Além disso, reduções nas chuvas estão relacionadas com um deslocamento da célula de Walker e uma célula menos ativa no Atlântico, que induz um ramo ascendente localizado sobre o Pacífico Leste e um ramo descendente centrado sobre o NEB (ROUCOU *et al.*, 1996).

Um sistema de grande escala com precipitação associada no sul do semiárido durante o verão é a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS se caracteriza, principalmente, pela persistência de uma faixa de nebulosidade convectiva alongada na direção noroeste-sudeste (NW-SE), com origem na Amazônia e que se estende sobre o Centro-oeste e o Sudeste do Brasil, atingindo o sudoeste do Atlântico Subtropical Sul (FERREIRA *et al.*, 2004).

Outro sistema de escala sinótica que influencia o regime pluviométrico do semiárido são os ciclones de latitudes médias oriundos do Pacífico Sul. Eles cruzam a Cordilheira dos Andes e a Argentina, ao sul de 35°S, descrevendo uma trajetória no sentido leste-sudeste sobre o Atlântico, enquanto a frente fria associada ao centro de baixa pressão se move para nordeste. À medida que a frente fria avança sobre o continente, a atividade convectiva tem início sobre a Argentina, Paraguai, Uruguai, Bolívia, Brasil e leste do Peru (SATYAMURTY *et al.*, 1998). Esses sistemas atingem o NEB de novembro a fevereiro, sendo responsáveis pelo início da estação chuvosa. Sua atuação também já foi observada em junho, causando forte atividade convectiva e sistemas precipitantes profundos no semiárido (SOUZA, 2003; BARBOSA e CORREIA, 2005). Nesse evento houve mudanças acentuadas na estrutura termodinâmica da atmosfera, redução da pressão média diária e interrupção dos ventos alísios de sudeste predominantes na região.

Os vórtices ciclônicos de altos níveis (VCAN) são sistemas de grande escala que também condicionam os totais de chuva no NEB. Eles são sistemas confinados na troposfera média e superior para os quais Paixão (1999) identificou quatro tipos de mecanismos de formação: Formação Clássica, Formação Alta e Formação Africana I e II.

Na Formação Clássica, proposta por Kousky e Gan (1981), o VCAN se forma ou

intensifica corrente abaixo de sistemas frontais fortemente amplificados que penetram profundamente nos subtrópicos. Em geral, forte advecção quente, especialmente em baixos e médios níveis, precede uma frente fria ativa. Essa advecção quente amplifica a crista corrente abaixo nos níveis superiores, o que favorece a amplificação do cavado corrente abaixo, havendo uma relação entre o VCAN e a circulação anticiclônica situada nos altos níveis denominada Alta da Bolívia (VIRJI, 1981).

Na Formação Alta a intensificação da ZCAS forma o VCAN, causando a formação da Alta de Ar Superior do Atlântico Sul, que resulta na formação de um cavado a norte/noroeste desse anticiclone (RAMIREZ *et al.*, 1999).

Na Formação Africana I o VCAN se forma em consequência da intensificação da convecção na África, que induz o surgimento de um par de anticiclones em altos níveis. Esses anticiclones causam um aprofundamento do cavado a oeste dos mesmos e, assim, o VCAN se forma a sudoeste da bifurcação inter-hemisférica. Na Formação Africana II a formação do VCAN está associada ao desacoplamento em altos níveis de um cavado proveniente da área sudoeste do Saara.

Além desses quatro tipos, Paixão (1999) observou casos em que, no início, há um determinado mecanismo de formação que posteriormente é suplantado por outro. Devido à dificuldade em estabelecer qual predominou, o autor atribuiu-lhes a denominação Formação Mista.

Os VCAN ocorrem de novembro a abril e são mais frequentes nos meses de verão, principalmente em janeiro. Eles se deslocam para leste ou para oeste e podem ser estacionários por alguns dias (3-4 dias) durante o seu ciclo de vida (KOUSKY e GAN, 1981; RAMIREZ *et al.*, 1999). Geralmente apresentam nebulosidade na sua periferia (com exceção do quadrante sudeste), que aumenta em área e profundidade no lado para o qual o VCAN estiver se movendo. Os VCAN têm núcleo frio cuja manutenção é favorecida pela energia potencial disponível gerada pela liberação de calor latente de condensação na periferia do sistema. Tal mecanismo também pode contribuir para sua intensificação (RAO e BONATTI, 1987). O campo do movimento vertical na área do VCAN mostra subsidência no centro (ar frio) e ascendência na periferia (ar quente). Considerados isoladamente, esses movimentos verticais tendem a dissipar o sistema pelos processos adiabáticos de aquecimento na área central e esfriamento na periferia. Essa configuração do movimento vertical inibe a precipitação nas áreas que estão diretamente sob o centro do vórtice, enquanto que o oposto

ocorre na periferia, área convectiva do VCAN (SILVA, 2007).

Nas situações em que o VCAN se desloca sobre o continente, o aquecimento da superfície no período diurno pode levar ao desenvolvimento de nuvens cúmulos de grande desenvolvimento vertical no seu centro (KOUSKY e GAN, 1981). A consequente liberação de calor latente de condensação contribui para aquecer o núcleo frio e, assim, pode causar a dissipação do sistema.

Costa (2009), estudando o balanço de vorticidade e energia dos VCAN, verificou que a periferia tem maior influência na fase de desenvolvimento, enquanto que o núcleo é o ponto de origem do processo de dissipação. Ao analisar a estrutura vertical confirmou a existência de movimento vertical médio descendente no centro e movimentos ascendentes em áreas dispersas na periferia, dependendo de vários fatores, dentre os quais estão fase do ciclo de vida e interação com outros sistemas. Uma tendência de destruição da circulação característica dos VCAN foi observada na fase final do ciclo de vida. O tempo de vida foi maior para os vórtices que tiveram entrada de ar frio no seu centro. Não foi encontrada nebulosidade significativa nos casos de VCAN isolados. Grande parte da nebulosidade associada aos vórtices mostrou-se dependente da presença de outros sistemas. Segundo o autor, essa característica indica que os VCAN têm como propriedade redistribuir ou reorganizar uma nebulosidade pré-existente.

2.2.2 Sistemas convectivos de pequena e mesoescalas

Os sistemas convectivos estão inseridos entre as escalas meso- α e meso- γ na classificação das escalas dos fenômenos atmosféricos proposta por Orlanski (1975). Nela, a escala meso- α representa os eventos entre 200 e 2000 km, com período que varia de um a três dias. A meso- β representa fenômenos entre 20 e 200 km e períodos da ordem de um dia. Já a meso- γ representa fenômenos entre 2 e 20 km, com períodos de 30 minutos a algumas horas.

Na escala meso- γ encontram-se desde células individuais de cumulonimbos a pequenos agrupamentos deste tipo de célula, enquanto que dentro das escalas meso- α e meso- β são observados os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). Houze (1993) define os SCM como um sistema de nuvens associado a um grupo de tempestades, e que produz uma área contínua de precipitação com aproximadamente 100 km ou mais de

extensão em, pelo menos, uma direção.

A evolução dos SCM está frequentemente associada à convecção profunda, cuja formação depende da ação conjunta de vários fatores ambientais tais como instabilidade atmosférica, convergência em baixos níveis, alto teor de umidade e relevo acidentado. O aquecimento radiativo também é um fator importante já que favorece a formação e intensificação da convecção. Um determinado número desses fatores, atuando em conjunto, pode dar origem a diferentes tipos de sistemas precipitantes. O desenvolvimento das células convectivas se dá pela fusão entre células menores. Geralmente, a célula resultante da fusão é maior em dimensão horizontal e mais intensa (SILVA *et al.*, 2008; BARBOSA e CORREIA, 2005; DINIZ *et al.*, 2004). Dentre as formas comuns de convecção estão células simples, tempestades unicelulares, tempestades multicelulares, supercélulas, e os SCM que incluem as linhas de instabilidade e outros agrupamentos, de todas as formas e tamanhos (JIRAK e COTTON, 2007).

Tomando como base as observações via radar realizadas no semiárido na estação chuvosa de 1985 (único período de observações), Silva Aragão *et al.* (2000) determinaram que ecos dispersos com área $\leq 400 \text{ km}^2$ representavam 89% do número total de ecos. A predominância de ecos dispersos indica que a chuva é de natureza convectiva e que ocorre em áreas isoladas. Por outro lado, os grandes eventos de chuva dessa estação chuvosa estiveram associados a SCM formados na presença: (a) de um cavado de ar superior ou VCAN em janeiro (DAMIÃO, 1999; SILVA ARAGÃO *et al.*, 2007), (b) da ZCIT em abril (BARBOSA e CORREIA, 2005) e (c) de um sistema de origem frontal em junho (SOUZA, 2003; BARBOSA e CORREIA, 2005). Silva Aragão *et al.* (2007) e Barbosa e Correia (2005) diagnosticaram que o ambiente sinótico foi determinante na evolução da convecção profunda nos sistemas precipitantes através da convergência de umidade nos baixos níveis. Também observaram que valores altos da Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE) representam uma condição necessária, mas não suficiente para o desenvolvimento de sistemas convectivos intensos nessa região (DINIZ *et al.*, 2004; BARBOSA e CORREIA, 2005).

Os sistemas de ventos locais são importantes para o desenvolvimento de sistemas convectivos no semiárido. Ramos (1975) sugere que o máximo de precipitação observado em Petrolina-PE pela manhã está associado à interação entre o escoamento sinótico (ventos alísios) e os ventos locais descendentes das encostas naquela região. Por outro lado, ventos locais ascendentes nas encostas favorecem a precipitação no período da tarde sobre os

terrenos elevados situados a oeste de Petrolina. Essa característica é evidenciada em SILVA *et al.* (2008) através de ecos de radar meteorológico que mostram o desenvolvimento de convecção linearmente organizada sobre áreas elevadas na região de Petrolina no decorrer do período diurno. Os autores também mostram em um dos dias analisados que o ambiente sinótico favorável propiciado pela periferia oeste de um VCAN resultou no desenvolvimento de nuvens convectivas profundas em toda a região, sem área preferencial de ocorrência.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo tem como objetivo apresentar o estado da arte da modelagem numérica do impacto que a alteração ambiental causada por ações antrópicas tem sobre a atmosfera. Aqui a degradação ambiental é entendida como a substituição da vegetação nativa por qualquer outro tipo de cobertura ou uso do solo (áreas irrigadas, pastagem, reflorestamento com espécies exóticas, desmatamento, superfícies de água, entre outros).

Esta discussão tem como objetivo fornecer subsídios para o entendimento dos resultados deste trabalho que enfoca os impactos nos processos atmosféricos de mudanças na cobertura e uso do solo em áreas de Caatinga.

3.1 EVOLUÇÃO DOS MODELOS DE SUPERFÍCIE

Os modelos de superfície são desenvolvidos a partir de um conjunto de equações numéricas que representam os processos físicos que ocorrem na superfície e na interface superfície-atmosfera. O uso desses modelos tem duas vantagens principais: (a) possibilita suprir a grande deficiência de dados observacionais com alta resolução espacial e temporal, e (b) permite simular, a priori e a posteriori, os impactos que mudanças antrópicas na superfície terrestre provocam na atmosfera (e vice-versa).

O primeiro modelo da superfície terrestre foi implantado por Manabe (1969) em um modelo climático com uma distribuição idealizada simples dos oceanos e continentes, sem a representação do ciclo sazonal ou diário. Este modelo utiliza uma equação simples de balanço energético e a condução de calor no solo não é considerada. No modelo de Manabe, no nível global, a capacidade de retenção de água e a profundidade do solo são constantes; o conteúdo de água no solo controla a evapotranspiração, e a precipitação gera escoamento superficial quando a umidade do solo ultrapassa um determinado limite. Esta parametrização é comumente denominada modelo “bucket” de Manabe porque ele representa a superfície como um reservatório cuja função é manter a água.

Estudos mostram que, a despeito de diferenças na parametrização da umidade do solo, os valores simulados pelo modelo de Manabe são comparáveis àqueles obtidos por modelos mais complexos (HENDERSON-SELLERS *et al.*, 1995; SHAO e HENDERSON-

SELLERS, 1996). Segundo Desborough (1999), em escalas de tempo mais longas o modelo de Manabe é comparável a esquemas mais complexos considerando que a evapotranspiração (ET) é calculada adequadamente. Dessa forma, a fragilidade desses modelos de primeira geração está em considerar apenas uma camada de solo e manter sua umidade uniforme, a ausência de resistência explícita no cálculo da ET e o uso da mesma resistência aerodinâmica para calor, água e momento. A estrutura dos modelos de primeira geração não permite simular os impactos das mudanças na cobertura da superfície bem como as trocas de gás carbônico (CO₂).

Um passo importante para o avanço da modelagem de superfície foi dado por Deardorff (1978) que desenvolveu um método para simular a temperatura e a umidade do solo em duas camadas e introduzir a vegetação como uma camada “*bulk*”. A partir de então, foi possível tratar os processos da superfície terrestre de forma explícita (sem parametrizações), possibilitando o desenvolvimento de esquemas de superfície como o Biosphere Atmosphere Transfer Scheme (BATS) (DICKINSON *et al.*, 1986) e o Simple Biosphere Model (SiB) (SELLERS *et al.*, 1986, 1996).

Esses modelos de segunda geração possibilitaram diferenciar o solo da vegetação na superfície. Assim, o albedo pode variar espacialmente numa célula de grade, bem como variar dependendo do comprimento de onda da radiação solar incidente. Os modelos de superfície de segunda geração também representam explicitamente o impacto da vegetação na transferência de momento. Os dosséis são rugosos e geram turbulência, que acentua as trocas dos fluxos de calor sensível, calor latente e de momento. Outra característica desses modelos é que eles incluem alguma forma de controle biofísico explícito sobre a ET, o que só é possível graças à arquitetura de dossel do tipo Deardorff (1978). As plantas regulam o uso da água para maximizar a eficiência na fixação do carbono através dos estômatos na superfície das folhas. A abertura dos estômatos para a entrada de CO₂ nas plantas possibilita que as moléculas de vapor d’água passem para a atmosfera.

Nos modelos de segunda geração, apesar da condutância do dossel ser modelada empiricamente considerando as condições da planta e do ambiente, ela é usada para modelar a transpiração apenas. Por outro lado, a inclusão explícita da condutância do dossel possibilita melhorar a simulação da ET, como também tratar da fixação do carbono nas plantas.

A inclusão nos modelos de superfície dos processos de troca de carbono entre a

atmosfera e as plantas marca o início da terceira geração desses modelos. Nesse desenvolvimento foi necessário utilizar conhecimentos dos fisiologistas vegetais. Assim, a assimilação do carbono na folha é limitada pela eficiência do sistema enzimático fotossintético (limitação Rubisco), pelo total de radiação fotossinteticamente ativa capturada pela clorofila na folha e pela capacidade da folha de utilizar os produtos da fotossíntese.

Além de considerar a presença de carbono nas folhas, Dickinson *et al.* (1998) o convertem em assimilação de carbono por unidade de área da folha e, dessa forma, possibilitam que as folhas cresçam. Eles também incluem raízes e galhos e usam um modelo simples de carbono no solo baseado em Parton *et al.* (1987). Dessa forma, os modelos de superfície podem responder de duas outras maneiras à mudança climática: fisiologicamente, já que um aumento de CO₂ influencia a condutância do dossel, e estruturalmente, através do crescimento diferenciado das folhas ou de árvores mais altas. A inclusão desses processos representa um avanço fundamental nos modelos de superfície para a representação realista de processos de realimentação que não fazem parte de simulações climáticas de aumento de CO₂: a resposta da biosfera (HENDERSON-SELLERS e MCGUFFIE, 1995; POLLARD e THOMPSON, 1995; BETTS *et al.*, 1997; LEVIS *et al.*, 2000; BERGENGREM *et al.*, 2001).

O desenvolvimento dos modelos de superfície ocorreu paralelamente ao de um conjunto de modelos ecológicos. Esses últimos tendem a focar no carbono e em outros ciclos biogeoquímicos, usando relações funcionais das plantas para categorizar a vegetação (BONAN *et al.*, 2002) e passos de tempo que dificultam a sua interligação com modelos climáticos (MARTIN, 1993). Esses modelos ecológicos tendem a focar na resposta da biosfera à atmosfera (em escalas de tempo de meses a anos) ao invés de focar na partição de energia e água na superfície terrestre como condição de contorno para a atmosfera.

O modelo de solo e vegetação utilizado nesta pesquisa é de terceira geração já que os de primeira e segunda geração não são capazes de representar adequadamente o impacto da mudança da vegetação sobre os processos meteorológicos, a exemplo da alteração nos fluxos turbulentos e na temperatura.

3.2 MODELAGEM NUMÉRICA DE MUDANÇAS NA COBERTURA E USO DO SOLO E SEUS IMPACTOS NA ATMOSFERA

O impacto sobre o clima causado por mudanças na cobertura e uso do solo é um assunto que tem desafiado os cientistas desde os anos setenta (CHARNEY *et al.*, 1977). Os primeiros estudos, realizados com modelos que não incorporavam representações explícitas da vegetação, tratavam basicamente de mudanças no albedo. O desenvolvimento de modelos de superfície e o seu acoplamento com modelos atmosféricos permitiram à comunidade científica focar o problema do impacto sobre a atmosfera de mudanças na cobertura da superfície terrestre. Vários estudos sobre o tema têm sido desenvolvidos para a área do Sahel na África (XUE e SHUKLA, 1993; ZHENG e ELTAHIR, 1997; TAYLOR *et al.*, 1997; CLARK *et al.*, 2001), para a Amazônia (DICKINSON *et al.*, 1986; LEAN e WARRILOW, 1989; DICKINSON e KENNEDY, 1992; GANDU *et al.*, 2004) e para outras regiões (XUE e SHUKLA, 1993; FU, 2003; CORREIA *et al.*, 2006b). Os primeiros estudos já mostravam que a degradação ambiental em grande escala pode alterar os totais pluviométricos e a amplitude térmica.

A cobertura da superfície terrestre tem efeitos significativos sobre o tempo e o clima porque características da vegetação, tais como albedo, rugosidade, área foliar e fração de cobertura afetam a temperatura, umidade do ar, velocidade do vento e precipitação (PIELKE e AVISSAR, 1990; PIELKE *et al.*, 1998; COPELAND *et al.*, 1996). As mudanças nos elementos meteorológicos resultam das interações entre a superfície terrestre e a atmosfera que podem ser assim resumidas: absorção de radiação solar, evaporação direta a partir do solo descoberto e da água retida nas folhas; transpiração e difusão vertical de água no solo (MIHAJLOVIC *et al.*, 1993). A determinação dessas interações não é simples, principalmente devido a ausência de dados observacionais com resolução espacial e temporal adequada. Consequentemente, elas são parametrizadas, o que envolve como questão principal a quantificação precisa do papel da vegetação.

3.2.1 Estudos com modelos de circulação geral da atmosfera

No estudo do impacto da degradação ambiental a grande escala e a mesoescala devem ser consideradas. Em particular, é necessário determinar quais elementos meteorológicos são mais afetados e como a estrutura da atmosfera responde a mudanças em mesoescala.

A estrutura vertical da camada limite atmosférica (CLA) diurna depende

substancialmente da distribuição do saldo de radiação em fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente, e da condução de calor na superfície (PIELKE *et al.*, 1998). Uma camada limite mais profunda, por exemplo, é resultante de um maior aporte da energia radiativa como fluxo de calor sensível devido a geração de empuxo na superfície terrestre, o que aumenta a energia cinética turbulenta da CLA, permitindo seu crescimento pelo entranhamento da turbulência contra a estabilidade estática no topo desta camada.

A existência de heterogeneidade na superfície devido a diferentes tipos de vegetação e de uso do solo tem efeitos importantes na estrutura da CLA (HONG *et al.*, 1995). Desigualdades na rugosidade, temperatura e umidade da superfície tornam a CLA heterogênea e produzem gradientes horizontais significativos nas características da camada limite, tais como: fluxo de calor à superfície, turbulência, vento, entre outros. Diferenças significativas no balanço térmico em superfície induzem circulações de mesoescala. Diferenças na umidade do solo e na cobertura vegetal têm influência preponderante no balanço de energia em superfície. O aquecimento desigual associado com variações na umidade do solo pode produzir circulações tipo brisa (OOKOUCHI *et al.*, 1984). A geração de escoamento termicamente induzido por áreas cobertas com vegetação próximas a áreas de solo descoberto tem sido investigada com diferentes esquemas de vegetação (MAHFOUF *et al.*, 1987; SEGAL *et al.*, 1988) através da redução nos gradientes térmicos e, portanto, na intensidade das circulações induzidas.

Mudanças no balanço de energia podem alterar outras características da atmosfera além do regime de vento de mesoescala. Pielke (2001) mostra que mudanças no uso do solo alteram os fluxos de calor e umidade em escala local e regional de duas formas. Primeiro, a energia potencial convectiva disponível (CAPE) local e regional é modificada, já que a razão de Bowen muda porque os balanços de calor e umidade são alterados. Além disso, convergência de calor e umidade em grande escala e circulações associadas podem ser modificadas em consequência de mudanças que alterações na paisagem causam no campo da pressão atmosférica de grande escala. As características da superfície e vegetação afetadas pelas mudanças apontadas por Pielke incluem: albedo, rugosidade, área foliar e distribuição de biomassa na raiz (ASNER e HEIDEBRECHT, 2005).

As alterações nos fluxos de calor latente (LE) e calor sensível (H) causadas por modificações na cobertura e uso do solo podem afetar o tempo e o clima, com reflexos na vegetação, num processo de reação em cadeia (BELTRÁN, 2005). Stolhgren *et al.* (1998) destacam que o aumento da biomassa de folhas causa aumento da transpiração, da perda de

água no solo e da interceptação da precipitação, o que contribui para a diminuição do escoamento superficial. Uma maior biomassa de folhas também resulta em diminuição do albedo e aumento da absorção de radiação solar à superfície, o que potencialmente leva ao aumento da temperatura do ar e à queda na pressão de vapor, na ausência de advecção. A ação conjunta desses fatores pode aumentar a vantagem competitiva de sobrevivência de algumas espécies de árvores, o que pode mudar os padrões de vegetação locais ou, através de mudanças nos padrões de circulação em mesoescala, afetar áreas de vegetação nativa situadas a vários quilômetros ou mesmo centenas de quilômetros de distância (STOLHGREN *et al.*, 1998).

Li *et al.* (2007) investigaram os impactos climáticos do índice de área foliar (IAF) e da fração de cobertura vegetal (FCV) na monção do verão no oeste da África em 1987 e 1988. Usando produtos de satélite, fizeram uma série de experimentos numéricos com o modelo da superfície terrestre Simplified Simple Biosphere (SSiB). O SSiB foi integrado de forma independente e também acoplado com o modelo de circulação geral (MCG) dos National Centers for Environmental Predictions (NCEP). Valores mensais do IAF e da FCV obtidos através de pesquisas de campo e por sensoriamento remoto foram utilizados nos experimentos de controle e nos experimentos de teste, respectivamente. Comparados com os experimentos de controle, os experimentos de teste, tanto com o MCG quanto os independentes, resultaram em umidade do solo mais alta e temperatura da superfície mais baixa no oeste da África tropical, ao sul de 15 graus norte aproximadamente, com desvios máximos em torno de 12 graus norte. Isso leva ao deslocamento para norte do máximo do gradiente de temperatura positivo. O cisalhamento de leste associado na baixa troposfera resulta no deslocamento para norte, tanto do jato de leste da África quanto da banda de precipitação de verão no oeste da África, o que corrige parcialmente a tendência para condições secas nos experimentos de controle com o MCG. Além disso, o experimento de teste com o MCG simula um jato de leste tropical relativamente mais forte, e mais chuva do que em 1987, consistentemente com as observações. Entretanto, devido às pequenas diferenças no IAF/FCV obtidos por satélite entre 1987 e 1988, o modelo falha em produzir variações interanuais de precipitação tão grandes quanto às observadas. Um balanço hídrico também foi realizado para investigar os processos dominantes que afetam as mudanças na precipitação. As contribuições relativas da convergência do fluxo de umidade e da ET são identificadas.

Os impactos causados pela degradação ambiental em grande escala são muito

diversos e dependem da extensão, das características climáticas do local, tipo de mudança na cobertura do solo, entre outros, que resultam em diferentes efeitos físicos. Por exemplo, Bounoua *et al.* (2002) investigaram os efeitos das modificações antrópicas de grande escala na cobertura do solo sobre o clima regional e global. Os autores utilizaram o MCG da Colorado State University com acoplamento a um modelo da superfície terrestre e a um modelo biofísico (SiB2) para realizar duas simulações climáticas de 15 anos. Nas latitudes médias da América do Norte, Europa e leste da China extensas áreas de floresta têm sido transformadas em áreas de cultivo. Esta mudança aumenta o albedo e, conseqüentemente, reduz a quantidade de radiação de onda curta absorvida na superfície causando esfriamento, na ausência de outros fatores. Nos trópicos, as áreas de floresta e de savana têm sido transformadas em áreas de cultivo ou de pastagem. Além disso, as florestas têm sido transformadas em savana devido à degradação ou corte. Os resultados indicam aquecimento na área tropical, em contraste com o esfriamento em latitudes médias. Ainda, as simulações indicam que a mudança na cobertura do solo também afeta a hidrologia da superfície. Entretanto, o campo da precipitação é altamente variável, particularmente nas latitudes médias e altas, no inverno. Os resultados mostram que a precipitação total geralmente decresce no inverno (30 mm/mês) e aumenta no verão (10 mm/mês), nas latitudes médias. Nos trópicos, a precipitação diminui com a mudança de floresta tropical para culturas e aumenta para a maioria dos outros tipos. A mudança também afeta o regime de precipitação através da taxa na qual a água é reciclada do solo para a atmosfera.

Os impactos climáticos de mudanças na cobertura do solo em grande escala no Nordeste do Brasil foram avaliados por Oyama e Nobre (2004) utilizando o MCG CPTEC-COLA ao qual foi acoplado o SSiB. Três experimentos numéricos foram realizados: controle, desertificação e reflorestamento. No experimento de controle o Nordeste do Brasil está coberto por vegetação natural (Caatinga), no experimento de desertificação o solo está descoberto, e no experimento de reflorestamento a região está coberta por floresta tropical. Os resultados para a estação chuvosa (março-maio) são analisados. A desertificação resulta num enfraquecimento do ciclo hidrológico: precipitação, ET, convergência de umidade e escoamento superficial decrescem. A radiação líquida à superfície decresce e essa redução ocorre na mesma proporção para o calor latente e o calor sensível. O aquecimento diabático da atmosfera decresce e há anomalias de subsidência na baixa troposfera. Os impactos climáticos resultam da ação conjunta de processos de realimentação relacionados com o aumento do albedo, eliminação da transpiração das plantas e diminuição do comprimento de

rugosidade. Numa escala maior, a desertificação leva ao aumento da precipitação na faixa litorânea próxima da área norte do Nordeste (NNEB). No dipolo NEB-NNEB as anomalias do movimento vertical e circulação estão confinadas nos níveis mais baixos da atmosfera, isto é, 850-700 hPa. Nesses níveis as anomalias de circulação se assemelham à resposta linear baroclínica de uma camada atmosférica pouco espessa (850-700 hPa) a um sumidouro de calor tropical situado sobre o Nordeste em níveis médios. Os autores assinalam que os experimentos mostram que o clima do Nordeste é modificado pela desertificação.

Os estudos realizados com os MCG, com ou sem acoplamento com modelos biofísicos, mostram alterações nos processos meteorológicos em consequência de mudanças em características da superfície tais como albedo, IAF, FCV, entre outros. Entretanto, é preciso considerar que as parametrizações e a resolução espacial utilizadas não são as mais adequadas para simular mudanças e investigar impactos em escala regional, o que requer o uso de modelos numéricos de mesoescala.

3.2.2 Estudos com modelos regionais

Diversos modelos numéricos de mesoescala têm sido utilizados, com ou sem acoplamento com modelos biofísicos, para estudar os impactos de mudanças na cobertura e uso do solo. A seguir são discutidos trabalhos realizados para áreas com características climáticas distintas, nas quais as alterações antrópicas da paisagem consistiram em desmatamento e/ou implantação de agricultura sem irrigação.

3.2.2.1 Impacto do desmatamento e/ou da implantação de agricultura sem irrigação

O GEMRAMS, modelo resultante do acoplamento entre o Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) e o General Mass Transport Model (GEMTM), foi utilizado por Beltrán (2005) para estudar impactos ambientais em uma área no sul da América do Sul. Nesse modelo a atmosfera e a biosfera interagem dinamicamente através da superfície e balanço de energia do dossel. O modelo foi integrado em escalas regional e sazonal usando reanálises dos National Centers for Environmental Predictions (NCEP) e European Centre for Medium Range and Weather Forecasts (ECMWF). A sensibilidade do RAMS às condições de contorno laterais, e à cobertura e umidade do solo foi investigada. Várias

simulações foram realizadas para o início da primavera e do verão visando simular os impactos na atmosfera próxima à superfície devido a mudanças na cobertura do solo. Diferentes cenários foram considerados: cobertura atual, cobertura de vegetação nativa e reflorestamento. O GEMRAMS reproduz a temperatura e a precipitação mensal observadas. As mudanças na temperatura e nos fluxos próximo à superfície dependem do tipo de mudança na vegetação e da estação do ano. A substituição de bosques ou florestas por plantações resulta em temperaturas mais elevadas, enquanto que o reflorestamento e a mudança de grama para plantações ocasionam uma atmosfera mais fria e úmida. Também foram utilizados experimentos numéricos para avaliar a contribuição relativa da cobertura do solo e do dobro da concentração atual de CO₂ nas mudanças simuladas em variáveis meteorológicas e biológicas.

O GEMRAMS também foi integrado, na escala local e diária, para simular os efeitos da mudança na vegetação que ocorreu no deserto de Chihuahua: de pastagem na metade do século XIX para arbustos no final do século XX. As simulações foram realizadas usando mapas detalhados de vegetação para 1958 e 1998. As mudanças nos fluxos de superfície e na temperatura próximo à superfície são espacialmente heterogêneas; diferentes mudanças na vegetação causam diferentes efeitos, mas o albedo é o fator dominante no balanço de energia. Beltrán (2005) conclui que as mudanças simuladas na vegetação levam a complexas interações entre as características biofísicas e os fluxos do solo e da superfície. Conseqüentemente, a vegetação é por si só, uma variável de tempo e clima com significativa influência na temperatura, na umidade e nos fluxos de superfície.

Gandu *et al.* (2004) desenvolveram um estudo de impacto ambiental em áreas da Floresta Amazônica no Brasil utilizando o BRAMS, versão brasileira do RAMS. A partir de simulações de alta resolução do desmatamento no leste da Amazônia, obtiveram anomalias positivas e negativas para os fluxos de calor sensível e de calor latente na região amazônica. A magnitude das anomalias foi maior durante a estação seca. A velocidade do vento próximo à superfície foi a variável meteorológica que apresentou mudanças mais significativas devido ao desmatamento. A redução no coeficiente de rugosidade produziu aumento na velocidade do vento próximo à costa do Atlântico, diminuindo a convergência de umidade e reduzindo os totais pluviométricos em regiões próximas. Os autores concluíram que a topografia, o perfil da linha costeira e os grandes rios são importantes na definição dos padrões de anomalia da precipitação, do vento e da troca de energia na região. O desmatamento levou à redução na cobertura de nuvens e na precipitação, próximo às zonas

costeiras e ao longo dos rios, o contrário do que foi encontrado sobre áreas elevadas, especialmente nas encostas próximas aos vales dos rios.

O BRAMS foi utilizado por França (2006) para avaliar as implicações climáticas das mudanças na cobertura e uso do solo nos municípios da região de São José dos Campos-SP e áreas adjacentes, principalmente devido ao crescimento urbano e industrial. Técnicas de sensoriamento remoto foram utilizadas para dois anos distintos: 1970 e 2004. Modificações foram incorporadas ao modelo BRAMS para a realização de simulações em alta resolução sobre a região, que abrange parte do Vale do Paraíba. Foram realizadas duas simulações considerando as características da superfície no presente e trinta anos atrás. As simulações reproduziram bem as circulações locais termicamente induzidas, além de permitir a observação de características climáticas particulares a cada um dos cenários distintos apresentados, com a cobertura vegetal de 1970 e 2004. É evidente nos resultados que as áreas com cobertura de floresta, ocupação urbana e corpos d'água são capazes de modificar a circulação da atmosfera em escala local. Em particular, as alterações climáticas nas áreas em que houve a construção de represas, como o aumento nos valores de temperatura do ar e de umidade específica do ar, de calor latente e na magnitude dos ventos, indicam a contribuição importante da implantação de reservatórios na geração de microclimas.

Nesse mesmo contexto, Oliveira (2006) utilizou o BRAMS para estudar as circulações atmosféricas e as variáveis climáticas e fluxos de energia e CO₂ à superfície na área de uma torre micrometeorológica instalada em área de várzea com vegetação de cerrado na Ilha do Bananal, no estado do Tocantins, considerando o período de outubro de 2003 a fevereiro de 2006. Nessa área o clima apresenta sazonalidade bem definida, com período chuvoso de outubro a abril, e período seco de maio a setembro. Durante a inundação sazonal há menor incidência de radiação solar devido ao controle predominante da nebulosidade, e o domínio do fluxo de calor latente no balanço de energia. A inundação aparentemente induz estresse por anóxia na vegetação tomando por base a redução da produtividade, observando-se ainda a redução dos fluxos noturnos turbulentos de CO₂, provavelmente pela redução da emissão para a atmosfera na forma de fluxos de CO₂ da superfície aquática. No período seco, o regime de ventos dominante foi de sul, enquanto que no período chuvoso predominou o quadrante noroeste-nordeste, sendo que em ambos os casos há um giro do vento em parte do período diurno, com componente de leste, no período seco, e de sul, no período chuvoso. As simulações numéricas com o modelo BRAMS indicam que os padrões de divergência podem

dar suporte aos sistemas de precipitação antes que atinjam a região. De certa forma, o sistema lacustre pode induzir a redução da chuva no interior da ilha, até mesmo por uma pequena alteração de sua trajetória.

Tendo como objetivo avaliar impactos no ciclo hidrológico decorrentes do desmatamento regional na região da rodovia Cuiabá-Santarém (BR-163), Rosolem (2005) realizou um experimento numérico de alta resolução (16 km x 16 km) utilizando um cenário de desmatamento obtido por modelos empíricos de desmatamento, para o ano de 2026. De maneira geral, há modificação substancial no padrão de chuva da região após o desmatamento, com redução de até 7% da precipitação média na área desmatada. Porém, a distribuição heterogênea do uso da terra induz a formação de uma célula térmica sobre a região desmatada, o que resulta em certa variabilidade espacial da chuva. A circulação de grande escala que é, em geral, perpendicular à faixa de desmatamento situada ao longo da rodovia BR-163, ajuda a compor alguns aspectos particulares das circulações secundárias geradas.

Rosolem (2005) observou que a célula térmica gerada, transportando vapor d'água proveniente das áreas de floresta nas adjacências, provoca levantamento de massa (por convergência) aproximadamente acima da região desmatada, induzindo a formação de nuvens e a chuva convectiva. A extensão da célula, entre os dois ramos descendentes, é aproximadamente o dobro da extensão da faixa de desmatamento, mostrando que os efeitos vão além das áreas desmatadas. Neste caso da BR-163, a célula é levemente deslocada para oeste, onde ocorre aumento da precipitação. A leste e sobre o setor central do desmatamento, há redução na precipitação. O autor notou uma pequena mudança na distribuição da chuva ao longo do dia no caso do desmatamento, sem horário de máxima precipitação bem definido, e com pequeno aumento da chuva no período noturno. As respostas ao desmatamento dependem da faixa de topografia analisada. Nas áreas além das fronteiras do desmatamento, houve um pequeno sinal de redução da chuva nas áreas com altitude superior a 500 m.

Os trabalhos discutidos até aqui tratam de áreas distintas daquela que é o objeto deste estudo. O semiárido brasileiro tem vegetação esparsa e de pequeno porte e apresenta baixo teor de umidade no solo, exceto após eventos de precipitação. Estes eventos são normalmente de curta duração; geralmente apenas as camadas mais rasas do solo são afetadas. Uma precipitação acima da média pode resultar em um cenário com umidade em maiores profundidades do solo. As condições de umidade no solo podem influenciar

fortemente os fluxos de superfície, mudando a forma da distribuição da energia disponível em calor sensível (H) e calor latente (LE), afetando potencialmente a temperatura do ar, a intensidade do vento e a umidade atmosférica próximo à superfície (CORREIA, 2001). Os processos de troca dependem das características da superfície e do tipo de solo, que variam com a cobertura e a interceptação da água, que são influenciadas pelas chuvas antecedentes.

Diversos modelos regionais têm sido utilizados no estudo do impacto ambiental em regiões áridas e semiáridas localizadas em diferentes áreas do globo. Sogalla *et al.* (2006) exploraram o potencial de redução da chuva pelas mudanças na superfície na área de captação da bacia Haute Vallée de l'Oéme em Benim, oeste da África, utilizando o modelo regional de mesoescala FOOT3DK. Esta região tem regimes pluviométricos com características semelhantes às do semiárido do NEB, pois os sistemas convectivos são a principal fonte de chuva, que é substancialmente influenciada pelas trocas de água e energia entre a superfície e a atmosfera. Os autores destacam que a contribuição da cobertura vegetal é muito importante para solos inicialmente mais secos, enquanto que a vegetação não é importante quando o solo é úmido o bastante para evaporar a taxas potenciais. Nesse último caso as variações na evaporação são dominadas pelas mudanças na intensidade dos movimentos turbulentos, de modo que a influência do comprimento de rugosidade é maior para solos mais úmidos. O mesmo efeito é evidente para o albedo. Entretanto, ele tem influência significativa para solos inicialmente mais secos através do confinamento da energia radiativa ganha à superfície e sua consequente capacidade de desestabilizar a atmosfera. Sogalla *et al.* (2006) ainda observam que, de maneira geral, tanto a influência do IAF quanto a da saturação da água no solo são menos importantes do que a dos outros fatores. A resposta da chuva a uma sucessiva degradação ambiental é uma redução monotônica da chuva média na área de captação da bacia.

Perlin e Alpert (2001) avaliaram quantitativamente os efeitos sobre a convecção e precipitação convectiva de diferentes condições da superfície terrestre no semiárido e árido do centro-sul de Israel. A principal ferramenta de estudo foi o sistema de modelagem de mesoescala MM5 versão 2 acoplado a um modelo da superfície terrestre. Três condições de superfície foram consideradas visando examinar a influência relativa das mudanças no uso do solo: estágio atual, estágio pré-irrigação (anos 30) e estágio hipotético com áreas agrícolas altamente desenvolvidas. A conclusão principal do estudo é que as transformações antrópicas nas condições da superfície devido a mudança de condições semiáridas para as de área cultivada aumentam o potencial para convecção úmida durante o período de aquecimento

pela radiação solar. Sob condições de tempo favoráveis, isso leva a um aumento da precipitação convectiva no período diurno (08:00-17:00 HL), com máximo no intervalo em que o aquecimento da superfície é maior (14:00-17:00 HL).

Souza (2006) utilizou o modelo regional ETA/SSiB do CPTEC/INPE, modificado para operar em modo climático com resolução de 20 km, para avaliar o impacto sobre o clima regional causado por mudanças na vegetação do NEB. Nos resultados obtidos em simulações numéricas de longo prazo para os cenários de desertificação e semidesertificação do semiárido nordestino é evidente que, na média espacial, a precipitação e a ET diminuem. Há redução da convergência de umidade na estação úmida, e aumento na estação seca; o escoamento de leste intensifica devido à redução no comprimento de rugosidade, o que induz subsidência na área do NEB e ascendência a oeste do mesmo. Nos resultados para o cenário de floresta, na média anual e em ambas as estações, a precipitação e a ET aumentam, enquanto que a convergência de umidade diminui. O saldo de radiação à superfície aumenta e a distribuição dos fluxos turbulentos é modificada. Na média anual e na estação úmida, o aumento do fluxo de calor latente supera o aumento do saldo, o que implica na redução do fluxo de calor sensível; na estação seca os dois fluxos aumentam. O escoamento de leste enfraquece devido ao aumento do comprimento de rugosidade, o que induz ascendência no leste e subsidência no centro do NEB.

Noutra etapa da pesquisa de Sousa (2006) foram usados mapas mais realistas de vegetação elaborados pelo Projeto PROVEG. Os resultados mostram que a substituição da vegetação natural do NEB por, principalmente, áreas de atividades agropecuárias, causa aumento na precipitação durante a pré-estação chuvosa, em consonância com a relação encontrada entre a energia solar e os impactos no clima causados por mudanças na cobertura vegetal. Assim, as anomalias de precipitação tendem a se localizar na área norte do NEB durante o inverno (estação seca), e em latitudes maiores durante a primavera (estação de transição), o que sugere dependência do clima tropical com a energia solar, mesmo na escala de clima regional.

Mais recentemente, Souza (2009) utilizou o sistema de modelagem de mesoescala MM5 para avaliar os impactos climáticos de três cenários de cobertura vegetal no semiárido do NEB: desertificação total (substituição de toda a vegetação nativa por deserto), desertificação parcial (com base em cenários de degradação futura) e desertificação aleatória (áreas desertificadas espalhadas aleatoriamente). Na desertificação total há redução da precipitação e da evaporação, e aumento do albedo e do fluxo de calor sensível. Anomalias

positivas (negativas) de temperatura do ar (pressão à superfície) caracterizam uma baixa térmica. Na desertificação parcial os impactos climáticos ocorrem nas áreas desertificadas e em seu entorno. O campo das anomalias da maior parte das variáveis analisadas apresenta um padrão de “dipolo” entre as áreas desertificadas e a área ao sul delas. Na desertificação aleatória não há um padrão espacial definido de anomalias.

3.2.2.2 *Impacto da implantação de agricultura com irrigação*

As alterações da paisagem natural pela implantação de áreas irrigadas causam importantes mudanças físicas como mudanças no albedo e na rugosidade da superfície, e aumento da umidade do solo. Essas mudanças são capazes de provocar modificações complexas no balanço de energia da atmosfera inferior (camada limite planetária), a exemplo do aumento da energia total disponível, com maior contribuição do fluxo de calor latente como resultado do aumento da transpiração e ET (ADEGOKE *et al.*, 2007).

Na mesoescala a irrigação parece aumentar a precipitação apenas quando as condições sinóticas favorecem convergência nos baixos níveis e movimentos ascendentes, possibilitando que a umidade proporcionada pela irrigação chegue à base das nuvens. Geralmente, o efeito da irrigação é mais evidente na época chuvosa porque há convergência nos baixos níveis sobre a superfície irrigada, uma condição que favorece a ocorrência de chuva.

Barnston e Schickedanz (1984), que estudaram o efeito da irrigação na precipitação durante o período quente nas grandes planícies do sul dos Estados Unidos, sugerem que a explicação envolve a estabilidade. Nas situações em que a taxa de variação vertical da temperatura do ar é estável, o excesso de umidade geralmente não ascende mais do que 10 a 20 m acima da superfície. Nos períodos em que há uma sequência de dias quentes e secos, a umidade adicional oriunda da evaporação não atinge o nível de condensação. Grande parte dela sofre dispersão causada por ventos sinóticos persistentes à superfície, de forma que não está próxima de sua posição original quando ocorre um dia instável. Por outro lado, quando a atmosfera é instável (taxa de variação vertical da temperatura do ar maior do que a taxa adiabática seca), qualquer parcela de ar que ascenda na atmosfera continuará a subir até que sua taxa de variação vertical da temperatura se estabilize o suficiente. Nessas situações, qualquer umidade adicional nos baixos níveis tem o potencial para produzir maior conteúdo de água nas nuvens e maiores volumes de chuva.

Stolhgren *et al.* (1998) relatam que o resfriamento à superfície produzido pela irrigação é acompanhado por um aumento no fluxo de calor latente à superfície e um aumento significativo no fluxo de vapor d'água numa camada de 500 m acima da superfície, com uma correspondente redução no fluxo de calor sensível e aumento na temperatura do ponto de orvalho. A temperatura do ponto de orvalho elevada e os fluxos de umidade dentro da camada limite planetária podem aumentar a energia potencial convectiva disponível, aumentando a instabilidade atmosférica e a cobertura de nuvens no período diurno.

Logo, o impacto termodinâmico da irrigação é a redistribuição dos fluxos de calor sensível e calor latente nos locais afetados (ADEGOKE *et al.*, 2003). Assim, um aumento na umidade da superfície reduz o fluxo de calor sensível, enquanto aumenta a evaporação e a transpiração (PIELKE, 2001). O fluxo de umidade adicional resultante pode aumentar a umidade dentro da CLA e, dessa forma, torná-la termodinamicamente mais favorável a um aumento na chuva. Mas essa possibilidade não é única, já que também é observado em certos casos que o uso excessivo do solo pode levar a um aumento do albedo, o que ocasiona redução da atividade convectiva e da chuva (ALPERT e MANDEL, 1986).

A partir da década de 70, houve grandes mudanças na cobertura do solo e no uso da terra no semiárido do NEB, notadamente no eixo Petrolina-Juazeiro. O Lago de Sobradinho e a implantação da agricultura irrigada modificaram substancialmente a paisagem da região. Esse fato motivou Correia (2001), Correia e Silva Dias (2003) e Correia *et al.* (2006a,b) a investigar o impacto causado na atmosfera pelo espelho d'água de Sobradinho e por áreas agrícolas com e sem irrigação, através de dados observacionais e simulações numéricas de alta resolução realizadas com o RAMS. Na análise dos dados observacionais foi constatado que os elementos climáticos que sofrem variações mais significativas são o vento, a temperatura e a umidade do ar. As simulações numéricas evidenciam que a presença do Lago de Sobradinho altera o escoamento em sua circunvizinhança através da brisa lacustre, que é modificada pela vegetação em suas adjacências. A brisa lacustre reduz a temperatura do ar e aumenta a umidade do ar nas áreas em que atua. A atmosfera também é impactada pelo tipo de vegetação; a implantação de culturas irrigadas em áreas de Caatinga próximo ao Lago faz com que a brisa lacustre influencie uma área maior no seu entorno. Nas simulações também é evidente que a topografia é um fator importante na geração de circulações locais na região. Foi possível verificar, através de diferentes simulações, que a interação entre circulações induzidas pela topografia e pelo Lago, aliada à presença ou ausência do vento sinótico, pode gerar mecanismos dinâmicos que afetam o tempo local.

Os resultados evidenciam a alta sensibilidade do RAMS aos diferentes elementos presentes na paisagem e, portanto, às mudanças na cobertura do solo. As simulações mostram a dinâmica das brisas geradas por superfícies de água, por superfícies vegetadas e por áreas de vale e de montanha, pois a resposta da atmosfera aos vários tipos de superfície é simulada. Os resultados mostram, ainda, a grande versatilidade do modelo no estudo do impacto que mudanças no uso e cobertura da superfície causam na atmosfera do Semiárido.

O mecanismo principal pelo qual as modificações e mudanças na superfície terrestre influenciam o clima é pelo controle da transferência de calor e umidade dentro da CLA. Os contrastes na vegetação e estágios fenológicos, condições superficiais e de umidade do solo e ET entre áreas agrícolas, particularmente as irrigadas, e áreas vizinhas, podem afetar os processos da CLA, como ocorre com a distribuição de energia disponível. Numa situação em que o solo está úmido de chuvas recentes, a troca de energia entre a superfície e a atmosfera adjacente geralmente é na forma de calor latente. Em contrapartida, sob condições de solo seco a transferência de energia será principalmente na forma de calor sensível. Estes processos biofísicos alteram os padrões de temperatura da superfície através de mudanças no gradiente horizontal de temperatura e, dessa forma, podem impactar a circulação e também a energia potencial convectiva disponível (CAPE) ou outras medidas de atividade cúmulos como a radiação de onda longa observada por satélite (ADEGOKE *et al.*, 2007). Considerando os resultados discutidos e a área de estudo deste trabalho, o RAMS foi escolhido como ferramenta para avaliar o impacto da expansão agrícola sobre a precipitação e outras variáveis atmosféricas no semiárido brasileiro.

4 MATERIAL E MÉTODOS

Um estudo numérico de impacto ambiental pressupõe a realização de várias etapas, e exige uma série de intervenções no código do modelo. Os aspectos mais relevantes das alterações que serviram de base para a construção dos experimentos numéricos e, posteriormente, para a realização das simulações dos efeitos da expansão agrícola e mudanças no uso da terra na CLA (camada limite atmosférica) são descritos neste capítulo.

4.1 O MODELO NUMÉRICO RAMS

O uso de modelos numéricos regionais elimina substancialmente as limitações impostas pela carência de redes de coleta de dados observacionais. Mesmo com o avanço na instalação de plataformas de coleta de dados em muitas localidades do NEB os registros ainda não têm a resolução espacial e temporal adequada para análises meteorológicas e hidrológicas a nível local e regional.

A realização de experimentos controlados permite avaliar a resposta da atmosfera ao conjunto de fatores que causam alterações no tempo e clima, bem como a influência isolada de cada um deles. Uma síntese das principais características do modelo numérico usado neste estudo é apresentada com enfoque especial no esquema de superfície para o melhor entendimento do trabalho realizado.

O modelo RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) na versão 6.0 é a principal ferramenta de análise utilizada. É um modelo de área limitada desenvolvido a partir de um modelo de mesoescala (PIELKE, 1974; COTTON *et al.*, 2003) e de um modelo de nuvens (TRIPOLI e COTTON, 1982). É usado amplamente para simular circulações atmosféricas em diversas escalas espaciais e temporais. Trata-se de um código numérico versátil, cuja estrutura permite simulações com diferentes graus de complexidade. Foi escolhido para este trabalho por possibilitar informações detalhadas sobre sistemas atmosféricos de micro e mesoescala.

O uso de grades aninhadas aumenta a resolução na região de interesse o que influencia diretamente no grau de precisão das análises. Essa alternativa permite resolver as equações do modelo simultaneamente sobre um conjunto de malhas computacionais,

que interagem em diferentes resoluções espaciais.

O modelo inclui processos físicos em superfície, através de uma camada de solo e uma camada superficial com vegetação, processos turbulentos, parametrização da convecção cúmulos e dos processos de microfísica das nuvens, radiação de ondas curtas e ondas longas.

4.1.1 O esquema de superfície LEAF-3

O RAMS tem sido utilizado extensivamente para estudar efeitos de mudanças no uso da terra em escala regional. Para possibilitar esse tipo de análise o modelo inclui um esquema de transferência solo-vegetação-atmosfera denominado de LEAF (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback Model*) que representa o armazenamento de calor e umidade associado à vegetação e ar do dossel e do solo.

O LEAF na terceira versão (LEAF-3) usado como condição de fronteira inferior nas simulações realizadas neste trabalho é uma representação dos aspectos da superfície, incluindo vegetação, solos, lagos e oceanos e a interação entre as superfícies e a atmosfera. Inclui equações prognósticas para: temperatura e umidade em múltiplas camadas do solo; temperatura da vegetação e da água na superfície (incluindo orvalho e precipitação interceptada e energia termal para múltiplas camadas), temperatura e razão de mistura do vapor d'água do ar do dossel. Os termos de transferência nas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo, transferências radiativas de onda curta e onda longa, transpiração e precipitação.

Uma clara vantagem do LEAF-3 é possibilitar que múltiplos tipos de superfície coexistam dentro de uma única célula de grade, resolvida numa coluna de ar, através da definição de “*patches*”. Com essa aproximação é possível representar vários tipos de superfície (floresta, pastagem, áreas agrícolas, solo descoberto) dentro de uma mesma célula, sendo que cada um deles ocupa uma fração da grade e é tratado separadamente (GUERRERO, 2010).

Recentes avanços na representação dos parâmetros de vegetação implementados no modelo biofísico SiB2 (SELLERS *et al.*, 1996) foram adotados no LEAF-3. Estas melhorias são baseadas em observações de satélite da vegetação verde, representadas pelo Normalized Difference Vegetation Index (NDVI). O valor do NDVI fornece informações

valiosas sobre a variabilidade espacial e temporal da vegetação verde, que não é representada na versão anterior, LEAF-2 (WALKO *et al.* 2001; WALKO e TREMBACK, 2005).

Na definição dos parâmetros da vegetação no LEAF-2 é feita uma associação entre o esquema BATS (*Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme*) (DICKINSON *et al.*, 1986) e os parâmetros fornecidos pelo *NASA/Land Data Assimilation Systems* (NASA/LDAS). Na versão LEAF-3, de forma semelhante ao que é feito no modelo SIB2 (SELLERS *et al.*, 1996), o NDVI é utilizado para o cálculo de alguns parâmetros relacionados à vegetação, tais como: fração da radiação fotossinteticamente ativa (FPAR), índice de área de folhas verdes (GLAI, *green leaf area index*), índice de área total (TAI, *total area index*) e comprimento de rugosidade (z_0).

A representação da dependência do albedo e da transmissividade da vegetação com o GLAI e TAI no SIB2, é combinada com a formulação anteriormente utilizada no LEAF-2 para a obtenção de expressões para o albedo e a fração de cobertura da vegetação em função de GLAI, TAI e das classes de vegetação do LEAF-3. Dessa forma, o conjunto de classes existentes (BATS, LDAS e SIB2) foi reduzido para formar 21 tipos que combinam classes aparentemente repetidas ou similares.

Uma descrição das equações utilizadas na representação do solo e da vegetação no modelo LEAF 2 (Walko *et al.*, 2001) é feita a seguir.

4.1.1.1 Solo

O solo no LEAF-3 é dividido em camadas, com número e espessura definidos pelo usuário. A quantidade de umidade do solo na camada superficial é determinada pela percolação de água líquida da camada superficial para a camada inferior seguinte, pela evaporação para o ar do dossel, e pela água removida na transpiração das plantas.

A temperatura do solo no LEAF-3 não é prognosticada diretamente, mas diagnosticada pela taxa da energia interna do solo. A energia interna do solo é definida como zero quando o solo apresenta sua umidade completamente congelada em 0°C. A equação para energia interna do solo, em unidades de Jm^{-3} , é:

$$Q_g = W_g f_i C_i T_g + W_g f_l (C_l T_g + L_{il}) + C_g M_g T_g \quad (4.1)$$

em que

C_g = calor específico do solo seco ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

C_i = calor específico do gelo ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

C_l = calor específico da água líquida ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

f_i = fração do gelo (por massa)

f_l = fração de água líquida (por massa)

L_{il} = calor latente de fusão (Jkg^{-1})

M_g = massa do solo seco por metro cúbico do volume total (kgm^{-3})

W_g = conteúdo de água no solo (kgm^{-3})

A temperatura do solo, T_g , é dada em °C, e f_i e f_l são as frações de gelo e de água com relação à massa total de água no solo, respectivamente. Na inicialização do tempo de cada camada de solo é atribuída uma temperatura inicial da qual Q_g é calculada com a equação 4.1. A energia interna do solo é atualizada em cada passo de tempo usando o saldo de radiação, condução da camada de solo inferior seguinte, o fluxo turbulento de calor sensível para o ar do dossel, calor latente devido à evaporação da superfície, e o saldo do fluxo de divergência da energia conduzida pela água percolante. Nas camadas de solo abaixo da superfície a energia interna é atualizada baseada na condução entre as camadas e a energia conduzida pela divergência do saldo do fluxo de umidade percolante na camada. Após Q_g ser atualizada a nova temperatura do solo e frações de água líquida/gelo são diagnosticadas através da equação 4.1.

Devido à inexistência de neve no Nordeste do Brasil, será desconsiderado o esquema de tratamento dessa variável no modelo.

4.1.1.2 Vegetação

Os parâmetros físicos usados pelo LEAF-3 são albedo, índice de área foliar (IAF), fração de cobertura vegetal (FRACVEG), emissividade, comprimento de rugosidade, deslocamento da altura, e profundidade das raízes. O IAF e a FRACVEG tem variação sazonal. A fração de vegetação representa a fração da superfície do solo que está coberto pela vegetação. O resto da superfície é considerado como solo nu.

A temperatura da vegetação é prognosticada pela troca da quantidade de energia entre o saldo de radiação, fluxo de calor sensível turbulento, fluxo de calor latente de evaporação de precipitação interceptada, fluxo de calor latente dos processos de transpiração e energia conduzida pela precipitação interceptada. O saldo de radiação é a

soma da radiação solar e de onda longa absorvida da atmosfera e do solo. As equações das trocas de radiação bem como a do fluxo de calor sensível são dadas a seguir.

A radiação solar absorvida pela vegetação é dada por:

$$S_v = R_{s\downarrow} \Gamma_s [1 - \alpha_v + \alpha_s (1 - \Gamma_s)] \quad (4.2)$$

em que,

$R_{s\downarrow}$ = radiação solar chegando na base da atmosfera (Wm^{-2})

Γ_s = fração de vegetação

α_s = albedo da neve

α_v = albedo da vegetação

A troca de radiação de onda longa entre a vegetação e a atmosfera é dada por:

$$F_{rva} = \epsilon_v \sigma T_v^4 \Gamma_s [1 + (1 - \Gamma_s)(1 - \epsilon_{gs})] - R_{L\downarrow} \Gamma_s [\epsilon_v + (1 - \Gamma_s)(1 - \epsilon_{gs})] \quad (4.3)$$

em que,

$R_{L\downarrow}$ = radiação de onda longa descendente na base da atmosfera (Wm^{-2})

T_v = temperatura da vegetação (K)

ϵ_v = emissividade da vegetação

ϵ_{gs} = emissividade do solo ou da neve

σ = constante de Stephan – Boltzmann

A troca de radiação de onda longa entre o solo e a vegetação é dada por:

$$F_{rgv} = \epsilon_v \epsilon_g \sigma I [T_g^4 - T_v^4] \quad (4.4)$$

em que,

T_g = temperatura do solo (K)

ϵ_g = emissividade do solo

O fluxo de calor sensível entre a vegetação e o ar do dossel é dado por (LEE, 1992):

$$F_{hvc} = 2.2 \gamma_s \frac{c_p \rho_a (T_v - T_c)}{r_b} \quad (4.5)$$

em que,

C_p = calor específico do ar ($\text{Jkg}^{-1}\text{K}^{-1}$)

T_c = temperatura do ar do dossel (K)

r_b = resistência entre o ar do dossel e a superfície da vegetação (m^{-1})

Υ_s = índice de área foliar corrigido para profundidade de neve

ρ_a = densidade do ar (kgm^{-3})

O índice de área foliar tende linearmente a zero à medida que a profundidade da neve se aproxima da altura da vegetação, apenas como no caso da fração da vegetação. O fator 2.2 vem da necessidade de incluir ambos os lados das folhas e a consideração de que a área do caule é aproximadamente 10% de um lado da área da folha. A equação 4.5 é usada para todos os tipos de vegetação exceto, neste caso, os arbustos temporários. O LEAF-3 no seu estágio atual não pode produzir com precisão os fluxos de calor sensível da vegetação que é completamente desprovida de folhas, já que ele é baseado no IAF. Em princípio, o fluxo de calor sensível dos arbustos é modelado como sendo igual ao saldo de radiação absorvido pelos ramos como em Otterman et al.(1993). O resfriamento dos arbustos por calor latente de evaporação é desprezado quando eles estão dormentes e secos.

4.1.1.3 Ar do dossel

O ar do dossel é o ar em contato direto com a vegetação e a superfície. A temperatura do ar do dossel é prognosticada do fluxo de calor sensível turbulento da vegetação e do solo, e do fluxo de calor sensível para o nível mais inferior do modelo atmosférico. O conteúdo de umidade do ar do dossel é prognosticado da taxa da troca de umidade entre o solo, a precipitação interceptada sobre a vegetação, transpiração, e o nível mais inferior do modelo atmosférico. As equações para as trocas de calor e umidade envolvendo o ar do dossel (LEE, 1992) são as mais relevantes para este estudo.

O fluxo de calor sensível do solo para o ar do dossel é dado pela seguinte equação,

$$F_{hgc} = \frac{c_p \rho_s (T_g - T_c)}{r_d} \quad (4.6)$$

r_d = resistência entre o solo e o ar do dossel (sm^{-1})

O fluxo de umidade devido à evaporação do solo para o ar do dossel é expresso por,

$$F_{wgc} = \frac{\rho_a(\chi_g - \chi_c)}{r_a} \quad (4.7)$$

χ_g = razão de mistura do vapor d'água na superfície do solo ($kgkg^{-1}$)

χ_c = razão de mistura do vapor d'água na superfície do ar do dossel ($kgkg^{-1}$)

Finalmente, o fluxo de calor sensível e o fluxo de umidade do ar do dossel para os níveis mais inferiores do modelo são dados por:

$$F_{hca} = -C_p \rho_a u_* T_* \quad (4.8)$$

$$F_{wca} = -\rho_a u_* \chi_* \quad (4.9)$$

Os fluxos de momento, temperatura, e razão de mistura do vapor d'água, (u_* , T_* e χ_* respectivamente), são baseados na teoria da similaridade como descrito em Louis (1981).

4.2 ARQUIVOS DE VEGETAÇÃO DO RAMS

As classes de uso do solo e os parâmetros biofísicos usados no LEAF-3 são descritos no Quadro 4.1 e podem ser vistos em Walko e Tremback (2005) ou no arquivo RAMSIN (*namelist* para execução do RAMS).

A especificação tanto da topografia quanto da vegetação foi feita com base em arquivos de dados (resolução de 1 km) obtidos por meio de radiômetros de altíssima resolução (Advanced Very High Resolution Radiometer–AVHRR) disponíveis para o modelo.

Quadro 4.1: Classes de uso do solo e parâmetros biofísicos usados no LEAF 3 (Fonte: WALKO e TREMBACK, 2005).

Classe	Tipo de Cobertura	albv_green	albv_brown	emisv	sr_max	tai_max	sai	veg_clump	veg_frac	veg_ht	rootdep	dead_frac	remin
0	Oceano	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0
1	Lagos, rios, riachos (água continental)	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0
2	Neve, geleiras	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0
3	Deserto, Solo Nu	0,00	0,00	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0	0,00	0,0	0,0	0,0	0,0
4	Coníferas sempre verdes	0,14	0,24	0,97	5,4	8,0	1,0	1,0	0,80	20,0	1,5	0,0	500
5	Coníferas Deciduais	0,14	0,24	0,95	5,4	8,0	1,0	1,0	0,80	22,0	1,5	0,0	500
6	Latifoliadas Deciduais	0,20	0,24	0,95	6,2	7,0	1,0	0,0	0,80	22,0	1,5	0,0	500
7	Latifoliadas sempre verdes	0,17	0,24	0,95	4,1	7,0	1,0	0,0	0,90	32,0	1,5	0,0	500
8	Gramas Curtas	0,21	0,43	0,96	5,1	4,0	1,0	0,0	0,75	0,30	0,7	0,7	100
9	Gramas Altas	0,24	0,43	0,96	5,1	5,0	1,0	0,0	0,80	1,2	1,0	0,7	100
10	Semi Deserto	0,24	0,24	0,96	5,1	1,0	0,2	1,0	0,20	0,7	1,0	0,0	500
11	Tundra	0,20	0,24	0,95	5,1	4,5	0,5	1,0	0,60	0,2	1,0	0,0	50
12	Arbustos sempre verdes	0,14	0,24	0,97	5,1	5,5	1,0	1,0	0,70	1,0	1,0	0,0	500
13	Arbustos Deciduais (Arbustos Temporários)	0,20	0,28	0,97	5,1	5,5	1,0	1,0	0,70	1,0	1,0	0,0	500
14	Floresta mista	0,16	0,24	0,96	6,2	7,0	1,0	0,5	0,80	22,0	1,5	0,0	500
15	Culturas/ Plantações mistas C3, pastagens	0,22	0,40	0,95	5,1	5,0	0,5	0,0	0,85	1,0	1,0	0,0	100
16	Cultura Irrigada	0,18	0,40	0,95	5,1	5,0	0,5	0,0	0,80	1,1	1,0	0,0	500
17	Pântano ou Mangue	0,12	0,43	0,98	5,1	7,0	1,0	0,0	0,80	1,6	1,0	0,0	500
18	Savana/Cerrado	0,20	0,36	0,96	5,1	6,0	1,0	0,0	0,80	7,0	1,0	0,0	100
19	Urbanização e altas construções	0,20	0,36	0,90	5,1	3,6	1,0	0,0	0,74	6,0	0,8	0,0	500
20	Árvore Latifoliada sempreverde hidrófilas	0,17	0,24	0,95	4,1	7,0	1,0	0,0	0,90	32,0	1,5	0,0	500
21	Muito Urbanizado	0,16	0,24	0,96	5,1	2,0	1,5	1,0	0,10	20,0	1,5	0,0	500

4.3 DESCRIÇÃO DOS EXPERIMENTOS

4.3.1 Condições iniciais

Os experimentos numéricos realizados com o modelo RAMS foram inicializados com condições de contorno lateral e iniciais provenientes das reanálises do NCEP (*National Centers for Environmental Predictions*). Os dados de reanálise do NCEP são disponibilizados de 6 em 6 horas (00Z, 06Z, 12Z e 18Z), tem resolução espacial de 2,5 graus em latitude e longitude e 17 níveis de pressão na vertical, e abrangem todo o globo (KALNAY *et al.*, 1996). Os dados observacionais usados na validação dos experimentos numéricos foram de dois tipos: (a) dados diários de dados de ar superior da estação de altitude do INMET em Petrolina, e (b) medições em alta e baixa frequências de uma torre micrometeorológica situada em área de Caatinga preservada em campos experimentais do Centro de Pesquisa Agropecuária do Trópico Semiárido (CPATSA) da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária (EMBRAPA) (Figura 4.1).

As simulações foram configuradas com duas grades aninhadas com resolução espacial de 8 km e 2 km, grades 1 e 2, respectivamente, ambas centradas em Petrolina-PE (9,4°S – 40,5°W), conforme ilustrado na Figura 4.1. A grade vertical é constituída por 50 níveis com Δz inicial de 30 metros, aumentando para cima na razão de 1,1 até atingir 1 km de espessura. Acima desse nível o Δz é constante até o topo do modelo (22000 m). O posicionamento das grades foi decidido em função da localização do lago de Sobradinho e dos principais perímetros de irrigação em áreas de Caatinga. As principais características dos experimentos numéricos são apresentadas no Quadro 4.2.

Para avaliar os impactos das mudanças na superfície e no uso da terra relacionada com a expansão agrícola e degradação do bioma Caatinga, foi escolhido um período de 72 horas (14 a 16 de março de 2005) com condições atmosféricas definidas pela atuação de um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN). Nos dias 15 e 16 a área de estudo está sob a influência dos movimentos verticais descendentes do centro do VCAN.

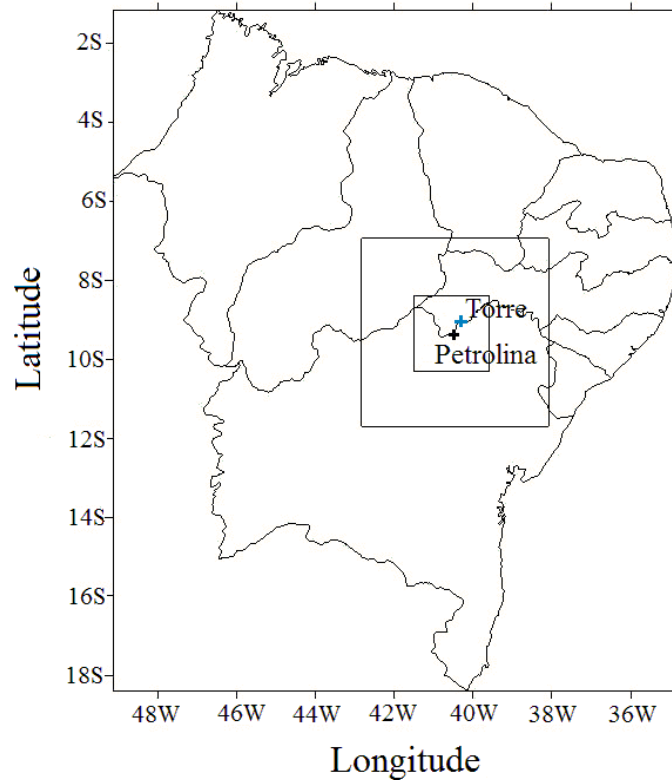


Figura 4.1: Domínio das simulações numéricas realizadas com as grades 1 (resolução de 8 km) e 2 (resolução de 2 km). A cruz em cor preta indica a localização geográfica de Petrolina (9,4°S – 40,5°W) e a cruz em azul mostra a posição da torre micrometeorológica do CPATSA/EMBRAPA.

Sob o ponto de vista climatológico março é o mês com maior índice de precipitação na região. A escolha de um período cuja estrutura termodinâmica e dinâmica é típica de uma atmosfera sob a influência do centro do VCAN teve como objetivo garantir condições ambientais com ampla diversificação agrícola em áreas de Caatinga (culturas de sequeiro e agricultura irrigada), porém com pouca nebulosidade. Atividade convectiva intensa com desenvolvimento de nuvens profundas típicas do período chuvoso da região dificultaria a análise dos processos de troca de energia e água entre a superfície e a atmosfera e, conseqüentemente, prejudicaria uma avaliação mais precisa dos efeitos da degradação ambiental.

Neste contexto, com o objetivo de isolar os efeitos das mudanças na cobertura e no uso do solo foram realizados experimentos numéricos com e sem a influência do escoamento de grande escala. Nestes últimos, visando eliminar o efeito do vento sinótico e simular as circulações desenvolvidas localmente, a atmosfera foi considerada em repouso no instante inicial, ou seja, as componentes do vento (zonal e meridional) foram igualadas a zero ($u = v = 0$) após o procedimento descrito a seguir.

Para atingir esse objetivo foi necessário intervir no processo de geração dos arquivos denominados DPs que contem informações no formato de entrada do modelo. Para simulações mais realistas em análises de processos atmosféricos em mesoescala o RAMS necessita de condições iniciais e de contorno de um modelo de escala maior. Nos dados do NCEP os arquivos estão no formato GRIB (*GRIddedBinary*) e devem ser convertidos para o formato padrão de entrada do RAMS (RALPH na versão 2). O aplicativo ISAN (*ISentropicANalysis*), parte importante do código do modelo, usa o formato RALPH2 nos dados de entrada para a geração das análises híbridas isentrópicas/sigmaz nos arquivos de inicialização das variáveis (*varfiles*) que são usadas como condições iniciais e de fronteira para integração do modelo.

No processo da geração dos DPs foi utilizado o script *geraBIN.gs* e o programa *geraDP.f90* em linguagem FORTRAN para conversão dos dados do formato binário GRIB para RALPH2. Estes programas estão disponíveis no *cluster* de computadores adquirido através do projeto CLIMUD (CT_HIDRO - CNPq - N°. 504189/2003-4) instalado na Unidade Acadêmica de Ciências Atmosféricas (DCA) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG).

4.3.2 Condições de Contorno

Os experimentos numéricos realizados neste estudo foram divididos em dois tipos, com objetivos distintos. Nas simulações feitas para avaliar o desenvolvimento de circulações locais sem a influência do vento sinótico, levando em consideração apenas os efeitos dos contrastes solo-água, topografia e diferentes tipos de vegetação, a parametrização de convecção do modelo foi mantida desativada e a parametrização de microfísica ativada com o nível 1.

A parametrização de microfísica de nuvens presente no modelo RAMS determina a complexidade dos processos de mudança de fase que serão utilizados nos cálculos explícitos em cada ponto de grade, para simular as mudanças de fase da água nos três estados: sólido, líquido e gasoso. As trocas de calor envolvidas nas mudanças de fase são incluídas nestes cálculos. O nível 1, significa que os processos de advecção, difusão e fluxo de água na superfície são ativados, mas toda a água contida na atmosfera é considerada como vapor d'água, mesmo que ocorra supersaturação.

Nas simulações do impacto ambiental sob a influência dos mecanismos dinâmicos e termodinâmicos associados às condições atmosféricas do VCAN (efeitos que incluem as

interações entre a escala local e a grande escala) as parametrizações da microfísica foram ativadas com o nível máximo (nível 3). Nesse caso os diversos tipos de hidrometeoros são considerados e o processo de precipitação é incluído. Uma síntese das principais características usadas nas simulações numéricas pode ser vista no Quadro 4.2.

Quadro 4.2: Definição das características principais usadas nas simulações numéricas do impacto ambiental em áreas de Caatinga com e sem o vento sinótico

Variável	Atributo	
Características da Grade		
Resolução Grade 1	8 km x 8 km	
Resolução Grade 2	2 km x 2 km	
Número de pontos: Grade 1	65 x 65	
Número de pontos: Grade 2	106 x 106	
Níveis de camada na vertical	55	
Níveis de camada no solo	9	
Polo da grade	(9,4°S; 40,5°W)	
Centro da grade	(9,4°S; 40,5°W)	
Parametrizações do modelo		
	Com Vento Sinótico	Sem Vento Sinótico
Parametrização de convecção	Kuo modificado por Molinari e Corsetti (1985)	Desativada
Microfísica	Nível 3	Nível 1
Tipo de esquema de vegetação	LEAF-3	
Parametrização de Radiação	Chen e Cotton (1983)	
Limites Laterais	Klemp e Wilhelmson (1978)	
Parâmetros de estímulo dos campos atmosféricos (<i>nudging</i>)		
Pontos na fronteira lateral	5 pontos	
Escala de tempo – lateral	1800 s	
Escala de tempo – central	21600 s	
Escala de tempo – topo	10800 s	
Limite inferior no topo	22000 m	

4.3.2.1 *Elaboração dos arquivos de ocupação do solo*

Nos estudos de degradação ambiental e modelagem da interação biosfera-atmosfera

a vegetação é o elemento mais importante e a distribuição correta dos principais tipos no domínio numérico é fundamental para que os objetivos da pesquisa sejam alcançados. Cada classe de vegetação tem peculiaridades hidrológicas significantes e a avaliação de mudanças no tipo da vegetação ou no uso do solo requer a elaboração de cenários específicos para condições ambientais antes e depois de interferências antrópicas.

No processo de geração dos arquivos de ocupação do solo foi desenvolvido um programa escrito em linguagem FORTRAN que permite alterar as informações existentes nos arquivos padrão do modelo RAMS e construir cenários representativos das mudanças numa região com vegetação predominante do tipo Caatinga. O programa construído com essa finalidade, denominado MUDVEG, permite substituir classes de vegetação existentes no *default* (padrão) do modelo por outros tipos selecionados conforme os objetivos de cada experimento numérico. O MUDVEG foi elaborado para executar, entre outras tarefas, a substituição de apenas uma ou de um conjunto de classes de vegetação, bem como reorganizar os arquivos modificados no decorrer do trabalho e retornar a distribuição original dos dados do modelo.

No processo de criação dos arquivos foi necessário acessar informações referentes à resolução e dimensão dos blocos que formam o conjunto de dados de vegetação do RAMS, e o formato em que foram gerados. Estes arquivos têm resolução de $1/120^\circ$ (~1 km), compreendendo uma matriz de 601 linhas por 601 colunas com a posição inicial correspondendo ao extremo sudoeste, identificada pelo nome do arquivo (prefixo GE seguido das coordenadas latitude/longitude do local). A extensão da área (domínio numérico) em que se pretende substituir a cobertura vegetal define os arquivos necessários para geração de cenários. Os dados que abrangem a área correspondente ao Nordeste do Brasil constituem 16 blocos de arquivos (16 matrizes) vistos no esquema mostrado na Figura 4.2.

Para que fosse possível manipular os dados contidos nos arquivos originais do RAMS foi necessário inicialmente armazenar os blocos que abrangem a região de interesse em uma única matriz, com a finalidade de facilitar a inserção e tratamento de áreas que abrangem mais de um bloco.

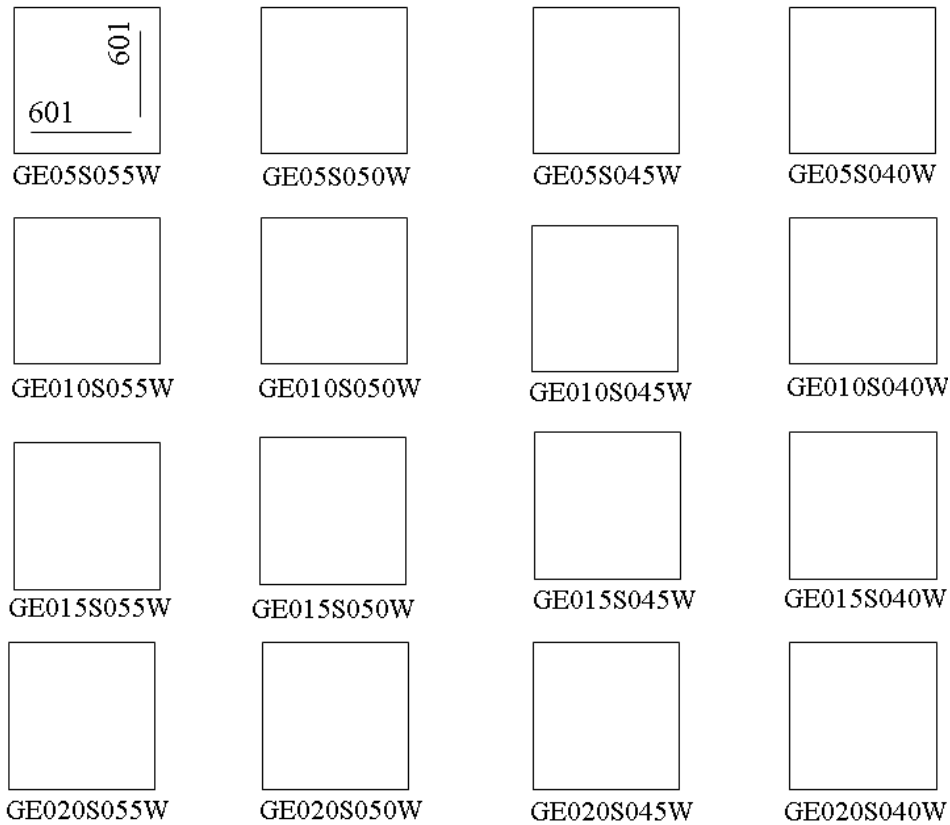


Figura 4.2: Distribuição das matrizes com dados de cobertura e uso do solo disponível para o modelo RAMS cobrindo todo o Nordeste do Brasil. O nome do arquivo escrito abaixo de cada bloco indica a posição inicial (latitude/longitude) correspondente ao extremo sudoeste da matriz de dados.

A dimensão da matriz é determinada pelo produto do número de blocos pelo número de linhas e colunas existente em cada arquivo, no caso 601. Assim, para armazenar a Região Nordeste foi necessária uma matriz de 2404 x 2404 (Figura 4.3). Uma vez armazenados os blocos de cobertura do solo do modelo, foi possível alterar o conteúdo considerando a relação entre as classes do LEAF3 e as do OLSON (OLSON, 1994a,b).

			2404
	2404		

GE20S55W

Figura 4.3: Matriz com todos os blocos com dados de cobertura e uso de solo. O nome do arquivo no canto inferior esquerdo indica o extremo sudoeste (latitude/longitude) da área geográfica considerada (Nordeste do Brasil).

Concluída a etapa da geração dos arquivos de ocupação do solo através da mudança do tipo de vegetação ou da inserção de uma área com características diferentes, o programa disponível na página eletrônica <http://bridge.atmet.org/users/software/peripherals.php>, denominado *mklanduse.f*, foi usado para converter a matriz única para o formato utilizado no RAMS (blocos).

Na etapa final, os arquivos originais com a distribuição de vegetação padrão do modelo são substituídos pelos que foram criados de acordo com o objetivo da simulação numérica (nova cobertura da superfície).

4.3.2.2 Ajuste de parâmetros biofísicos da vegetação

No LEAF-3 a representação da camada de superfície requer uma descrição realista da biosfera quando considerados os processos biológicos e físicos. Para isso é necessário prescrever estes parâmetros representativos do tipo de vegetação e solo para cada ponto de grade no domínio numérico.

Na elaboração dos experimentos e ajustes numéricos para análise da influência dos tipos de vegetação e mudanças no uso da terra no domínio coberto pelas grades 1 e 2, foram considerados quatro tipos de cobertura da superfície conforme a ocupação do solo existente nos arquivos do modelo: *água* (Lago de Sobradinho), *arbustos temporários* (Caatinga),

plantações (cultura de sequeiro e pastagem) e agricultura irrigada.

(a) A vegetação nativa (Caatinga)

Os parâmetros biofísicos da vegetação classificada no RAMS como *arbustos temporários* foram modificados de forma a representar melhor as propriedades típicas da Caatinga. Embora os *arbustos temporários* (classe de vegetação dominante na área de vegetação nativa da região) apresentem algumas características semelhantes às das plantas encontradas no bioma Caatinga, muitas das propriedades físicas do comportamento fisiológico das espécies existentes são substancialmente diferentes.

A Caatinga abrange aproximadamente 50% da área coberta pelo domínio numérico da grade 2 (região foco deste trabalho) e representa um elemento fundamental para as análises dos efeitos da mudança ambiental abordada neste estudo. Portanto, o ajuste nas características da vegetação é imprescindível para a realização de simulações mais realistas dos processos de interação entre a superfície e a atmosfera.

(b) A agricultura irrigada

Com objetivos semelhantes verificou-se a necessidade de intervir no valor da resistência estomática mínima (r_{smin}) da vegetação irrigada encontrado nos arquivos do RAMS (Quadro 4.1). No processo de ajuste desse parâmetro foi utilizado como referência principal um trabalho sobre diretrizes para fins de irrigação da cultura da banana no Vale do São Francisco desenvolvido na região de Petrolina (BASSOI *et al.*, 2009).

Os resultados apresentados pelos autores indicam que há diferenças significativas entre o valor padrão usado no LEAF-3 e os dados obtidos em experimentos de campo. O valor de 500 sm^{-1} armazenado no modelo é extremamente alto, sendo responsável por valores excessivamente baixos do calor latente. Dependendo do tempo de integração, esses valores tendem a zero inviabilizando as simulações. Os testes indicaram que 70 sm^{-1} é o valor mais adequado para a resistência estomática mínima no período e condições em análise.

Os valores dos parâmetros biofísicos modificados e usados nas simulações numéricas deste trabalho são mostrados no Quadro 4.3. Vários autores foram consultados na definição destes parâmetros (CUNHA, 2007; CORREIA, 2001; CORREIA *et al.*, 2006b; LIMA,

2004/1994; JACKSON *et al.*, 1996)

Quadro 4.3: Tipos de vegetação e respectivas propriedades físicas

Características	Caatinga (classe 13)	Plantações (classe 15)	Culturas Irrigadas (classe 16)
Altura (m)	5	1,0	1,1
Fração de Cobertura de Solo	0,3	0,9	0,8
Profundidade da Raiz (m)	0,4	1,0	1,0
Resistência Estomática Mínima (sm^{-1})	500,0	100,0	70,0

Fonte: Adaptado de leaf3_init.f90.

4.3.2.3 Escolha do tipo de solo

O solo usado nas simulações é do tipo franco-arenoso-argiloso, e é simulado para uma profundidade de 1,0 m abaixo da superfície, representado por 9 níveis. Na definição da estrutura das camadas do solo foi utilizada resolução maior próximo à superfície e redução gradual com a profundidade. As propriedades hidráulicas desse solo constam no Quadro 4.4 (CLAPP e HORNBERGER, 1978; McCUMBER e PIELKE, 1981; PIELKE, 1984/1974; TREMBACK e KESSLER, 1985).

Quadro 4.4: Propriedades do tipo de solo franco-arenoso-argiloso usado nas simulações. ψ_s é a umidade potencial de saturação; η_s é o conteúdo de umidade volumétrico à saturação; b é um parâmetro tabelado (adimensional); K_s é a condutividade hidráulica do solo à saturação e C_d é a capacidade volumétrica de calor do solo.

Propriedades hidráulicas do solo	Valor
ψ_s (m)	-0,299
η_s (m^3/m^3)	0,420
b (adimensional)	7,12
K_s (m/s)	$0,63\text{e}^{-5}$
C_d ($\text{J}/\text{m}^3/\text{K}$)	$1177,0\text{e}^3$

Fonte: CLAPP e HORNBERGER, 1978; McCUMBER e PIELKE, 1981; PIELKE, 1984/1974; TREMBACK e KESSLER, 1985

A umidade do solo foi inicializada de forma heterogênea na horizontal e homogênea

na vertical. Utilizou-se o valor de $0,336 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (80% da saturação do solo) nas áreas cobertas com culturas irrigadas e de $0,2 \text{ m}^3/\text{m}^3$ (47% da saturação do solo) nas áreas com outro tipo de vegetação. Essa mudança no perfil de umidade do solo foi feita por meio de uma intervenção numa subrotina do arquivo *ruser:f90*, disponível no RAMS que possibilita modificações pelo usuário, quando necessário. Efetivamente, foi criada uma estrutura condicional na subrotina *sfcinit_file_user* do *ruser* para testar o tipo de vegetação e alterar os valores de forma diferenciada para áreas com agricultura irrigada e outro tipo de vegetação como descrito anteriormente.

4.4 CONSTRUÇÃO E DESCRIÇÃO DOS CENÁRIOS

Os cenários de uso da terra investigados neste estudo foram construídos para representar condições ambientais nativas (sem influências antrópicas) e com alterações decorrentes da construção da represa de Sobradinho e da expansão agrícola em áreas de Caatinga. O crescimento da agricultura irrigada no Submédio São Francisco reflete simultaneamente o desenvolvimento econômico da região e a degradação do bioma Caatinga naquela área. Neste contexto, os termos degradação ambiental e desmatamento foram usados neste trabalho tanto para representar a retirada da vegetação nativa (lenha) para abastecimento dos fornos de carvoarias, como para a formação de áreas agrícolas pela substituição da Caatinga por culturas irrigadas ou de sequeiro (plantações).

A ocupação do solo existente nos arquivos de vegetação do RAMS foi usada como base na geração dos cenários. Os tipos de vegetação existentes no domínio numérico da grade 2 podem ser vistos na Figura 4.4. Observa-se que a vegetação dominante é do tipo arbustos temporários (Quadro 4.1), representado pela cor amarela. No setor noroeste e sudoeste do domínio, próximo ao Lago de Sobradinho, na cor violeta, há extensas áreas cobertas com plantações, indicadas pela cor laranja, porém não há regiões com culturas irrigadas. Também há vegetação de cerrado representada pelas áreas de cor vermelha.

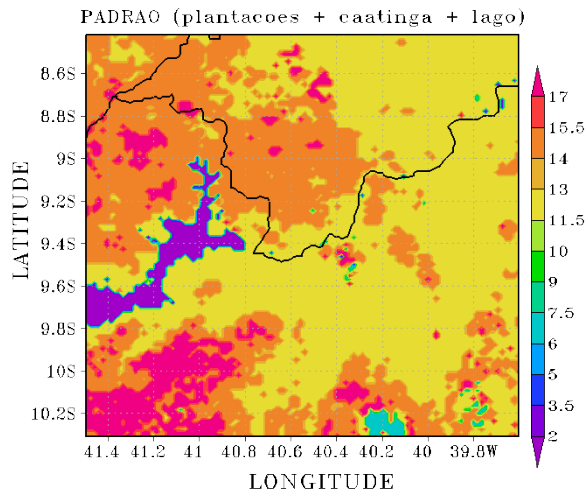


Figura 4.4: Tipos de vegetação no domínio da grade 2 (resolução de 2 km). A escala de cores indica as categorias de vegetação disponíveis no modelo (Quadro 4.1) no mapa aparecem as categorias: arbustos temporários (amarelo), plantações (laranja) e cerrado (vermelho). O Lago de Sobradinho aparece em violeta.

É também objetivo desta pesquisa avaliar o impacto ambiental de condições extremas de desmatamento. Para atingir esta meta foi necessário simular os processos de troca de energia e água entre a superfície e a atmosfera nas condições atuais de ocupação do solo. Na construção deste cenário foi necessária a inclusão de perímetros irrigados inexistentes nos arquivos de vegetação padrão do RAMS.

No processo de inclusão e posicionamento dos perímetros irrigados foi utilizado inicialmente um mapa da distribuição espacial da vegetação proveniente de saídas numéricas do RAMS na versão 4a (resolução espacial de 2 km), geradas num estudo de impacto ambiental no entorno da represa de Sobradinho desenvolvido por Correia (2001). Segundo a autora, as informações geográficas das áreas agrícolas usadas como dados de entrada foram extraídas de um mapa de recursos hídricos da região semiárida publicado pelo Departamento Nacional de Obras contra as Secas (DNOCS), no ano de 1989 (Figura 4.5a). A distribuição dos perímetros públicos de irrigação no domínio numérico conforme assimilado pelo modelo é ilustrado na Figura 4.5b.

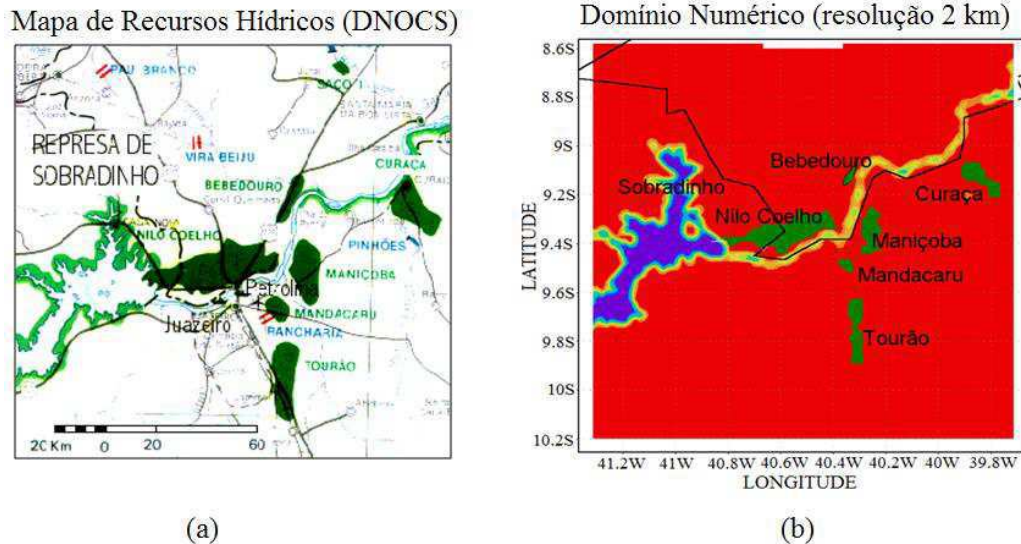


Figura 4.5: (a) Mapa de Recursos Hídricos da região com uma visão parcial do Lago de Sobradinho e dos perímetros públicos de irrigação no Submédio do Rio São Francisco; (b) Domínio numérico coberto pela grade 2 com a distribuição das áreas irrigadas conforme assimilado pelo modelo. (Fonte: Correia, 2001).

Para inserir os dados das áreas com agricultura irrigada nos arquivos padrão do modelo foi feita a digitalização destas áreas usando o programa Surfer na versão 7. Os contornos dos principais perímetros públicos de irrigação (Nilo Coelho, Bebedouro, Curaça, Maniçoba, Mandacaru e Tourão) foram copiados e inseridos como mapa base (através do comando *Load Base Map*, da função *Map*) e digitalizados (georeferenciados) usando a função *digitize* da função *Map* e finalmente armazenados em arquivos no formato TXT. Concluída esta etapa, as informações dos contornos dos perímetros foram facilmente acessadas pelo programa MUDVEG, preenchidas com a classe de vegetação correspondente a culturas irrigadas e posteriormente inseridas no arquivo padrão do RAMS.

Uma visão conjunta da distribuição de vegetação padrão do RAMS e dos cenários usados nos experimentos numéricos é mostrada através dos mapas da Figura 4.6. A distribuição ilustrada na Figura 4.6b é o cenário que representa as condições atuais de cobertura do solo no domínio numérico constituído pelo Lago de Sobradinho (classe nº 1), e classes de vegetação do tipo plantações (classe nº 15), Caatinga (arbustos temporários – classe nº 13), irrigação (classe nº 16) e cerrado (classe nº 18). Esse cenário é referenciado no texto como “*ctg.irg.pl.cf*”.

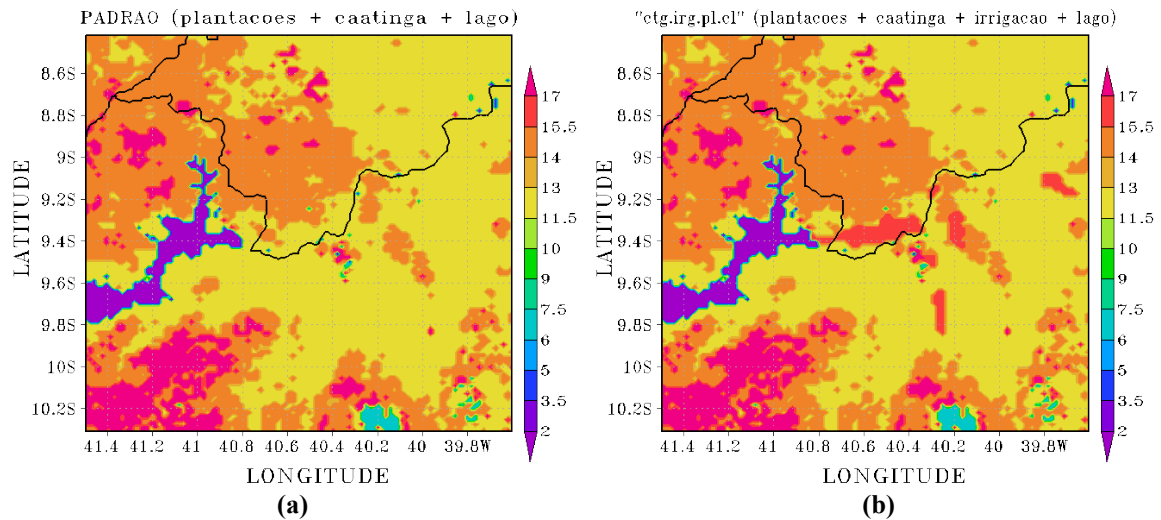


Figura 4.6: (a) Ocupação do solo no domínio da grade 2: (a) tipos de vegetação padrão do RAMS, e (b) tipos de vegetação no cenário atual “*ctg.irc.pl.cl*”. A escala de cores indica as classes de vegetação disponíveis no modelo (Quadros 4.1 e 4.3).

Sob o ponto de vista do grau de conservação do bioma Caatinga, foi considerado outro cenário representativo de condições críticas de degradação ambiental, visando simular os efeitos que uma mudança extrema no uso da terra teria sobre a estrutura da camada limite atmosférica (CLA). Neste cenário hipotético, em que toda a área de solo fértil é ocupada por agricultura irrigada, as plantações existentes no domínio numérico (classe nº 15) são convertidas em culturas irrigadas (classe nº 16). A distribuição de vegetação neste cenário, referenciado no texto como “*ctg.irc.cl*”, é mostrada na Figura 4.7c.

Finalmente, para completar o conjunto de cenários necessários para a realização do estudo proposto foi necessário representar as condições ambientais sem qualquer influência antrópica. Neste cenário a ocupação do solo é definida por uma cobertura vegetal do tipo Caatinga e sem o Lago de Sobradinho. No processo de conversão dos tipos de vegetação existentes no domínio numérico, apenas as regiões cobertas com vegetação do tipo cerrado (classe nº 18) não foram alteradas. Este cenário foi usado nos experimentos de controle e é referenciado no texto como “*ctg.sl*”. Sua ilustração é vista na Figura 4.7a.

A Figura 4.7 ilustra o conjunto de cenários elaborados para simular o ambiente: (a) sem influências antrópicas (“*ctg.sl*”), (b) com alterações na cobertura e uso da terra representando a ocupação atual do solo (“*ctg.irc.pl.cl*”), e (c) com expansão máxima da agricultura irrigada (“*ctg.irc.cl*”).

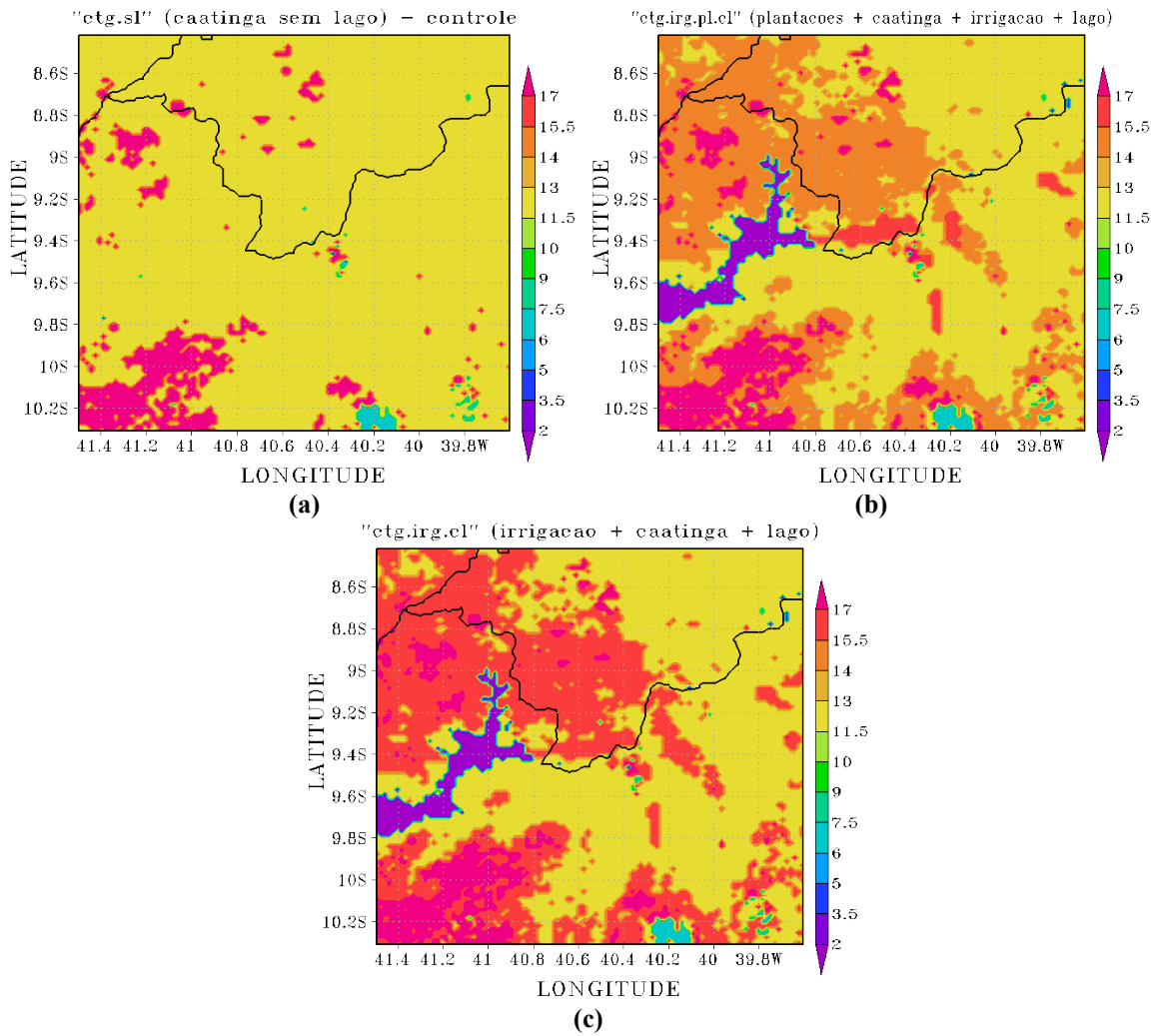


Figura 4.7: Ocupação do solo no domínio da grade 2 no cenário: (a) Caatinga sem influência antrópica “*ctg.sl*”; (b) atual “*ctg.irc.pl.cl*”, e (c) expansão máxima da agricultura irrigada “*ctg.irc.cl*”. A escala de cores indica as classes de vegetação disponíveis no modelo (Quadros 4.1 e 4.3).

4.5 ANÁLISE DA ESTRUTURA TERMODINÂMICA E ESTABILIDADE ATMOSFÉRICA

Tendo como objetivo avaliar possíveis mudanças na estrutura vertical e estabilidade da atmosfera associadas com alterações na cobertura e uso do solo, as variáveis pressão, temperatura do ar e umidade atmosférica obtidas das simulações com o RAMS e de sondagens realizadas em Petrolina-PE foram utilizadas para obter perfis verticais das temperaturas potencial (θ), potencial equivalente (θ_e) e potencial equivalente de saturação (θ_{es}), e o índice de instabilidade CAPE.

A elaboração dos perfis verticais a partir das saídas numéricas foi imprescindível nas análises dos efeitos da degradação ambiental devido à ausência de sondagens de ar superior

em locais com diferentes coberturas do solo no domínio numérico. Além disso, as sondagens em Petrolina são realizadas apenas no horário das 12 UTC. Um dos objetivos deste trabalho é avaliar a estrutura vertical da CLA em condições extremas de evapotranspiração.

Os cálculos de θ , θ_e e θ_{es} foram feitos segundo as equações propostas por Betts e Dugan (1973) e posteriormente modificadas por Bolton (1980), descritas abaixo:

$$\theta = T_k \left(\frac{1000}{P} \right)^{0,2854(1-0,28 \times 10^{-3} r)} \quad (4.9)$$

$$\theta_e = \theta \exp \left[\left(\frac{3,376}{T_L} - 0,00254 \right) \times r \left(1 + 0,81 \times 10^{-3} r \right) \right] \quad (4.10)$$

$$\theta_{es} = \theta \exp \left(\frac{2,625 r_s}{T_k} \right) \quad (4.11)$$

$$r = \frac{0,622e}{(P-e)} \quad (4.12)$$

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_k - 55} - \frac{\ln(UR/100)}{2840}} + 55 \quad (4.13)$$

$$e = \frac{UR \times e_s}{100} \quad (4.14)$$

$$e_s(T) = 6,11 \exp \left(\frac{17,67T}{T + 243,5} \right) \quad (4.15)$$

$$r_s = \frac{0,622e_s}{(P - e_s)} \quad (4.16)$$

em que:

θ = temperatura potencial (K);

θ_e = temperatura potencial equivalente (K);

θ_{es} = temperatura potencial equivalente de saturação (K);

$T_k = T + 273,15$ é a temperatura absoluta (K);

T = temperatura do ar (°C);

T_L = temperatura no nível de condensação por levantamento (NCL) (K);

P = pressão atmosférica (hPa);

r = razão de mistura (g/kg);

r_s = razão de mistura de saturação (g/kg);

UR = umidade relativa do ar (%);

e = pressão de vapor (hPa);

e_s = pressão de vapor de saturação (hPa).

Alterações na cobertura e uso do solo causam mudanças na estrutura da CLA e afetam a estabilidade atmosférica. Para avaliar o grau de impacto destas mudanças na estabilidade atmosférica foi utilizado o índice de instabilidade denominado Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE).

Na obtenção da CAPE foi feita uma adaptação no script *plotskew.gs*, disponível no endereço <http://moe.met.fsu.edu/~rhart/software/plotskew.gs>, desenvolvido para utilização no GRADS. Os cálculos são feitos segundo a metodologia proposta por Zawadzki e Ro (1978) expressa pela equação abaixo:

$$CAPE_{\max} = \int_{NE}^{NCE} (T_{vp} - T_{va}) R_d d \ln P \quad (4.17)$$

em que:

NE = nível de equilíbrio ($T_{va} = T_{vp}$);

NCE = nível de convecção espontânea;

$T_{va} = (T + 0,61q)$, a temperatura virtual do ambiente (°C);

$T_{vp} = (T_p + 0,61q)$, a temperatura virtual da parcela (°C);

T = temperatura do ambiente (°C);

T_p = temperatura da parcela (°C) obtida através do diagrama termodinâmico a partir do valor mais alto da temperatura potencial do bulbo úmido ($\theta_{w\max}$), com base nos dados de superfície;

q = umidade específica do ar (g/kg);

R_d = constante dos gases para o ar seco ($Jkg^{-1}K^{-1}$) e,

P = pressão atmosférica (hPa).

4.6 DADOS MICROMETEOROLÓGICOS

Um conjunto de dados composto por medidas feitas numa torre micrometeorológica situada em campo experimental da CPATSA/EMBRAPA em Petrolina no mês de março de 2005 foi utilizado para validação das simulações numéricas realizadas neste trabalho. A torre é equipada com sensores instalados em dois sistemas de observação, sendo um em alta frequência (fluxos de CO₂, vapor d'água e calor sensível) e outro em baixa frequência (medidas de temperatura, umidade relativa do ar, precipitação, umidade e temperatura do solo).

O processamento dos dados para obtenção dos fluxos de calor latente e sensível foi feito com o sistema de covariância dos vórtices turbulentos utilizando um programa escrito em linguagem FORTRAN (programa 'Eddyinpe'), que foi desenvolvido no Alterra, Holanda, e adaptado no CPTEC/INPE para o sistema instalado na Caatinga. O programa calcula as flutuações turbulentas em intervalos de 30 minutos, realizando uma série de correções necessárias para a estimativa dos fluxos, conforme a metodologia sugerida por Aubinet *et al.* (1999). Uma descrição detalhada do processamento pode ser encontrada em Oliveira *et al.* (2006).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 CONDIÇÕES ATMOSFÉRICAS E ESTRUTURA TERMODINÂMICA NA REGIÃO DE ESTUDO

Os resultados da obtenção e análise dos perfis verticais das temperaturas potencial (θ), potencial equivalente (θ_e) e potencial equivalente de saturação (θ_{es}) apresentados nesta seção têm o propósito de ressaltar aspectos termodinâmicos da estrutura vertical da atmosfera no período de 14 a 16 de março de 2005 relevantes para o estudo em questão.

De maneira geral, a base física para o entendimento das trocas turbulentas entre a superfície e a atmosfera (tema foco deste trabalho) reside na compreensão dos mecanismos que controlam a evolução da camada limite atmosférica. Neste contexto, enfoque especial foi dado na determinação da espessura das camadas de inversão térmica (camadas estáveis) pelo seu papel crucial no controle dos transportes verticais de energia e umidade na baixa atmosfera e da profundidade da camada de mistura.

Os perfis de θ , θ_e e θ_{es} mostrados na Figura 5.1 foram obtidos com base em dados de ar superior das sondagens atmosféricas realizadas em Petrolina-PE (9,4S; 40,5W). É nítida a presença de uma inversão térmica de subsidência (identificada pela abreviatura INV na sua base que se encontra assinalada), nos três dias analisados. A INV é caracterizada por uma forte secagem na atmosfera evidenciada pelo afastamento acentuado entre os perfis de θ_e e θ_{es} . É possível observar que θ_{es} aumenta e θ_e diminui substancialmente com a altura. O topo da INV representa a interface com a atmosfera livre e é determinado, respectivamente, pelos valores máximo e mínimo de θ_{es} e θ_e (BETTS e ALBRECHT, 1987). Também é evidente que a altura da base desta camada diminui ao longo dos dias, variando de 3017 m no dia 14 para 2591 m no dia 16 de março de 2005. Uma camada condicionalmente instável situada logo abaixo da camada de inversão (INV) é vista nos três dias analisados (Figura 5.1a,b,c).

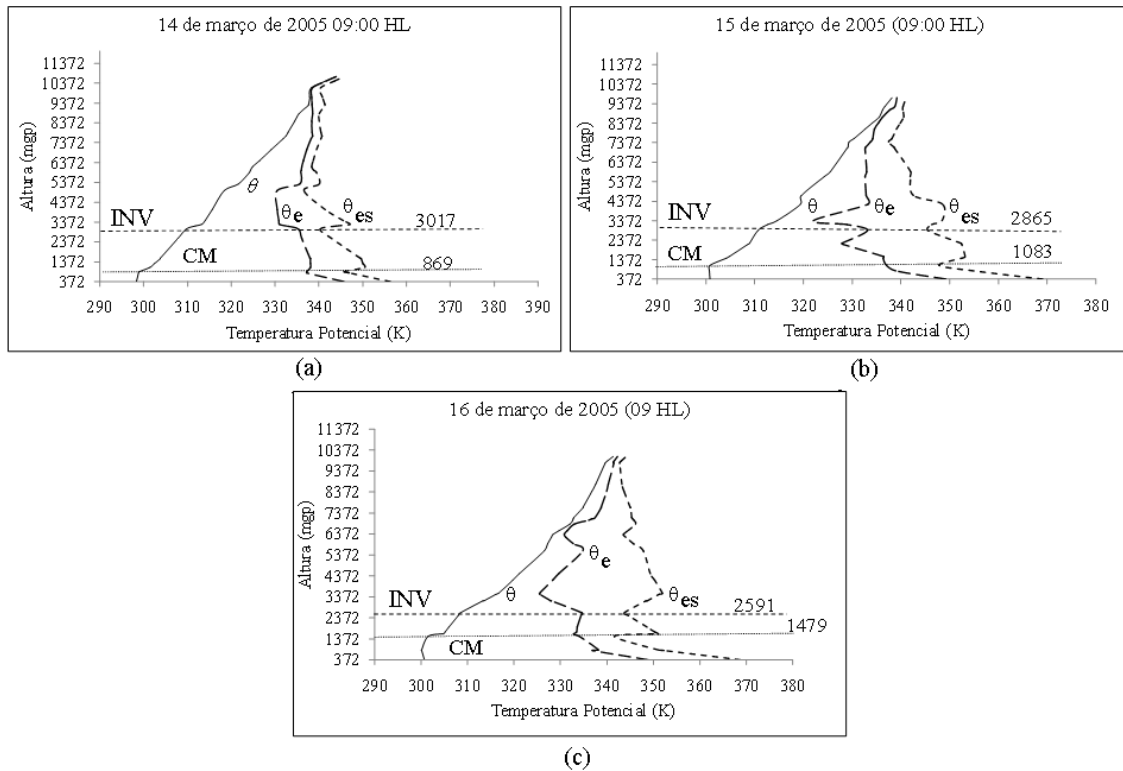


Figura 5.1: Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} obtidos da sondagem realizada em Petrolina: (a) no dia 14 de março de 2005 às 12:00 UTC; (b) no dia 15 de março de 2005 às 12:00 UTC e (c) no dia 16 de março de 2005 às 12:00 UTC. A linha tracejada indica a altura da base da inversão dos alísios (INV); a linha contínua indica a altura do topo da camada de mistura (CM).

A diminuição gradual da altura da base da camada de inversão dos alísios indica a predominância de movimentos descendentes. Por outro lado, os fluxos em superfície tendem a aumentar a espessura da camada de mistura (CM). O equilíbrio entre os dois mecanismos define o topo da camada de mistura. Surpreendentemente, verifica-se que a CM com maior profundidade ocorre no dia 16 de março, quando a base da INV se encontra mais próxima da superfície (Figura 5.1c).

O efeito conjunto da inversão dos alísios e das condições atmosféricas definidas pela atuação do centro do VCAN intensifica a subsidência e desloca a base da camada estável (INV) na direção da superfície. No processo de subsidência tem-se uma maior secagem da atmosfera pelo transporte do ar seco, existente nos altos níveis, para baixo. A secagem é mais evidente nos dias 15 e 16 de março. A base da camada de inversão de subsidência atinge o nível de aproximadamente 2600 m no dia 16 de março. Em contrapartida, com o aumento no déficit de vapor da atmosfera os processos convectivos em superfície são mais intensos, o que favorece o aprofundamento da camada de mistura.

Outro mecanismo importante é detectado no dia 14 de março. A temperatura

potencial equivalente praticamente não varia com a altura entre o topo da camada de mistura (CM) e o nível de 3017 m. A atividade convectiva forte no dia 14 de março representa a principal causa de mudanças na estrutura termodinâmica da atmosfera. Neste dia a área de estudo está numa zona de transição entre o setor oeste do vórtice, no qual geralmente há movimentos verticais intensos, e o centro do vórtice, onde a atmosfera é mais estável.

Em síntese, independentemente do dia, os perfis mostram condições atmosféricas convectivamente e condicionalmente instáveis nos níveis mais baixos da atmosfera. A presença da inversão de subsidência e camadas estáveis na média troposfera indica o forte controle da escala sinótica com movimentos descendentes e secagem da atmosfera. Estas características representam um ambiente típico de diminuição na atividade convectiva profunda, formação de nuvens rasas e redução das chuvas.

5.2 ANÁLISES NUMÉRICAS

Nas discussões a seguir o horário das 15:00 HL foi escolhido para ilustração dos resultados por representar o período de máximo *desenvolvimento* das *circulações* induzidas *termicamente (observado geralmente entre 14:00 e 16:00 HL)*.

5.2.1 Simulação dos impactos da construção da represa de Sobradinho e da degradação ambiental associada às atividades agrícolas em áreas de Caatinga

5.2.1.1 Variabilidade nos fluxos turbulentos

A variabilidade espacial dos fluxos turbulentos é normalmente determinada pelas características da superfície, topografia, disponibilidade de umidade no solo e resistência estomática das plantas. Entretanto, a redução no teor de umidade da atmosfera normalmente referenciado como déficit de vapor da atmosfera, ou ainda como déficit de pressão de vapor (DPV) representa um forte controle sobre a taxa da evapotranspiração e pode afetar consideravelmente o balanço de energia em superfície e, conseqüentemente, a distribuição espacial dos fluxos de calor sensível e latente.

Particularmente numa atmosfera sob a influência do VCAN a quantidade de umidade presente na baixa e média troposfera sofre variações acentuadas. A estrutura termodinâmica no centro do sistema é muito diferente daquela existente no setor oeste do

VCAN onde áreas de forte atividade convectiva são geralmente observadas. A atividade convectiva local afeta substancialmente a estratificação vertical do vapor ao longo dos dias.

A Figura 5.2 mostra os campos dos fluxos de calor sensível (H) e latente (LE) a 15 m da superfície, resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* (experimento com cenário atual cujas mudanças no bioma Caatinga são determinadas pelas alterações decorrentes da implantação do Lago de Sobradinho e inclusão de culturas de sequeiro e dos perímetros públicos de irrigação) e *ctg.sl* (experimento de controle com o cenário da cobertura vegetal nativa sem influências antrópicas), no horário das 15:00 HL, para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005, respectivamente, no domínio da grade 2 (resolução de 2 km).

Os efeitos das mudanças na cobertura do solo são visíveis em toda a área coberta pelo domínio numérico. Nos dias 15 e 16 de março o impacto é mais nítido na região da represa de Sobradinho, e nas áreas agrícolas. Valores extremamente negativos resultantes da diferença entre as simulações mostram que na região inundada para formação do Lago a redução no fluxo de calor sensível (H) foi de 200 W/m² no dia 15 (Figura 5.2c) e de 250 W/m² no dia 16 de março (Figura 5.2e). A diminuição também foi substancial nas regiões onde as plantas da Caatinga foram substituídas por agricultura irrigada, atingindo valores da ordem de 180 W/m² no dia 15 e de 250 W/m² no dia 16 de março (Figuras 5.2c,e). Especificamente na região do Lago, a queda nos valores de H é observada nos três dias (14, 15 e 16 de março) e pode ser explicada pelo aumento na disponibilidade de *água* na *superfície (área inundada)*. Neste caso a *maior parte* da *energia absorvida* em superfície é *usada* para *evaporar a água*, reduzindo o fluxo de calor sensível.

O controle exercido pelo DPV (Figura 5.3) explica a grande diferença na configuração dos fluxos obtida no dia 14 de março (Figura 5.2a,b) quando comparada com aquela dos dias 15 e 16 de março (Figura 5.2c,d,e,f). A alta concentração de vapor na atmosfera no dia 14 de março reduz substancialmente a taxa de transpiração pelas plantas.

A configuração dos fluxos observada no dia 14 de março reflete basicamente os efeitos resultantes da interação entre a forçante atmosférica (vento sinótico) e a variabilidade na topografia local. A área de estudo está inserida no Vale do São Francisco cujo relevo acidentado formado por áreas planas rodeadas de morros com diferentes elevações é ilustrado na Figura 5.4a para o domínio numérico coberto pela grade 2.

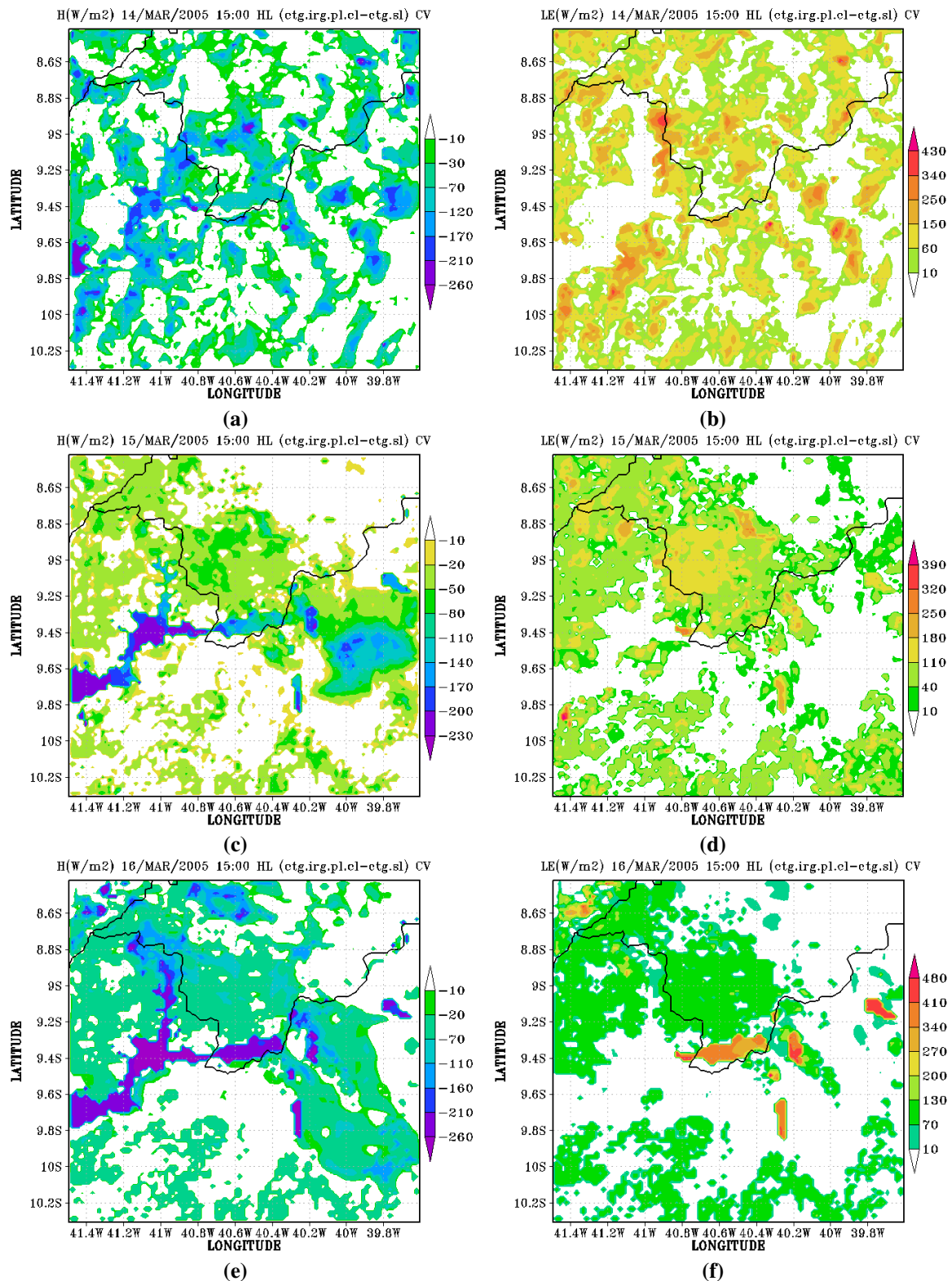


Figura 5.2: Distribuição espacial do fluxo de calor sensível H (W/m²) nos dias: 14, 15 e 16 de março (a), (c) e (e); e do calor latente LE(w/m²): nos dias: 14, 15 e 16 de março (b), (d) e (f) obtida da diferença entre as simulações Caatinga, Culturas Irrigadas e Plantações com lago (ctg.irg.pl.cl) e Caatinga sem Lago (ctg.sl) as 15:00 HL.

Os perfis verticais do DPV para os dias 14, 15 e 16 de março elaborados com base nos dados de pressões parciais do vapor d'água de saturação e do ar obtidos da simulação *ctg.irg.pl.cl* para Petrolina-PE (9,4S; 40,5W) são mostrados na Figura 5.3. O gráfico evidencia que no dia 16 de março a atmosfera apresenta DPV bastante elevado, que atinge 18 hPa em superfície.

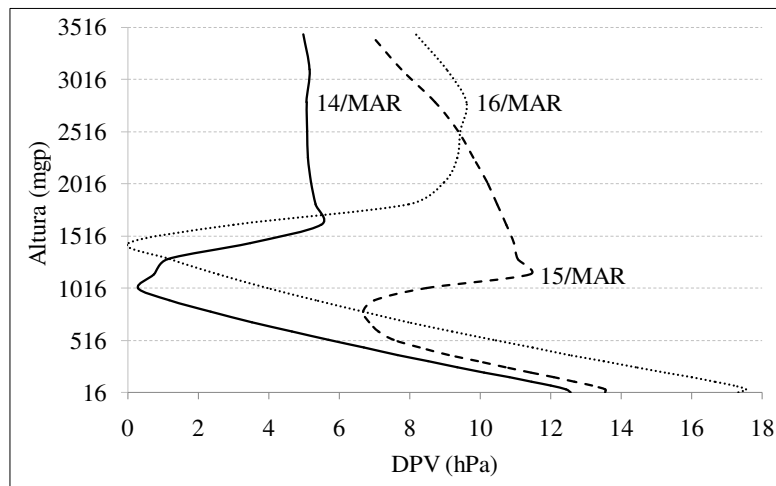


Figura 5.3: Perfis verticais do déficit de pressão do vapor d'água (DPV) para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005. Os valores das pressões parciais do vapor d'água de saturação e do ar foram obtidos para Petrolina com base na simulação com o cenário atual (*ctg.irg.pl.cl*).

A aparente organização dos fluxos em faixas orientadas na direção SE/NW (sudeste/noroeste) indica que a topografia é um dos fatores que influenciam fortemente a distribuição horizontal e vertical dos fluxos de energia e água. A influência do terreno também é observada na região do Lago de Sobradinho (LS). A área inundada para formação do Lago é rodeada de terrenos elevados.

Valores nitidamente mais altos do fluxo de calor latente (LE), de aproximadamente 340 W/m^2 , são observados a nordeste e ao sul do Lago de Sobradinho (LS). Efetivamente nestes setores existe o efeito conjunto do transporte de vapor pela brisa lacustre (BL) e pelos ventos de encosta, mecanismos discutidos mais detalhadamente na próxima seção.

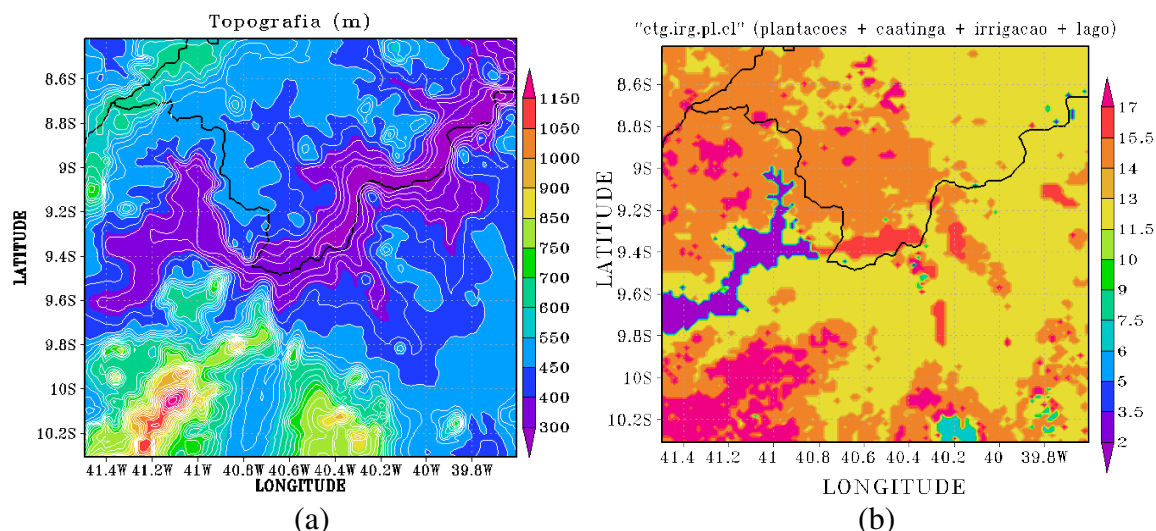


Figura 5.4: (a) Topografia (m) no domínio numérico da grade 2 (resolução de 2 km). A escala em cores representa a altura em metros. As isolinhas indicam contornos da topografia a cada 30 metros; (b) ocupação do solo no cenário *ctg.irc.pl.cl*. A escala em cores representa os códigos correspondentes ao tipo de vegetação de acordo com os Quadros 4.1 e 4.2.

Esse mecanismo de transporte de vapor não é tão visível nas áreas de plantações provavelmente devido ao enfraquecimento dos gradientes térmicos entre a área inundada e a vegetação. A mudança na configuração espacial dos fluxos nos dias 15 e 16 de março (Figura 5.2c,d,e,f) é um indicativo da redução no impacto da topografia em relação ao efeito de outros processos físicos decorrentes da variabilidade nas condições atmosféricas. Com o aumento no DPV o controle pelos estômatos no processo de evapotranspiração passa a ser dominante, modificando a partição da energia líquida disponível entre os fluxos de calor sensível (H) e latente (LE).

Nos dias 15 e 16 de março, é mais evidente o impacto causado nos campos de H e LE pela substituição da vegetação nativa (Caatinga) por plantações e culturas irrigadas (Figura 5.2c,d,e,f). A queda nos valores de H resultante da diferença entre as simulações é bem acentuada, da ordem de 50 W/m^2 nas áreas de plantações, e de 250 W/m^2 nas dos perímetros irrigados e na área do Lago de Sobradinho.

Nos campos de LE o resultado da diferença entre as simulações *ctg.irc.pl.cl* e *ctg.sl* mostra um aumento da evapotranspiração da ordem de 180 W/m^2 no dia 15 de março nas áreas em que a vegetação nativa foi substituída por plantações (vegetação de sequeiro e pastagens) (Figura 5.2d), e de aproximadamente 380 W/m^2 no dia 16 de março, nas regiões modificadas pela implantação dos perímetros irrigados (Figura 5.2f).

Os resultados obtidos para LE nos dias 15 e 16 de março mostram o efeito conjunto

do teor de umidade no solo e do DPV nos processos de evapotranspiração. No dia 15 de março a diferença nos valores de LE devido à substituição da Caatinga por vegetação irrigada e plantações não é tão evidente quanto no dia 16 (maior DPV), em que o efeito conjunto da grande quantidade de água no solo da região irrigada e da redução no teor de umidade da atmosfera aumenta consideravelmente a taxa de transpiração pelas plantas.

Esse resultado mostra também que a influência da mudança no uso da terra é determinante quando comparada com o impacto do tipo de vegetação na distribuição dos fluxos turbulentos. O impacto é maior nas áreas de vegetação irrigada devido à mudança no uso da terra (mudança no teor de umidade do solo).

5.2.1.2 Mudanças no uso da terra e variabilidade no vento, temperatura e umidade atmosférica

5.2.1.2.1 Temperatura e umidade

Os campos da temperatura do ar $T(^{\circ}\text{C})$ e da razão de mistura $r(\text{g/kg})$ a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km), resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl*, no horário das 15:00 HL dos dias 14, 15 e 16 de março de 2005 são mostrados na Figura 5.5.

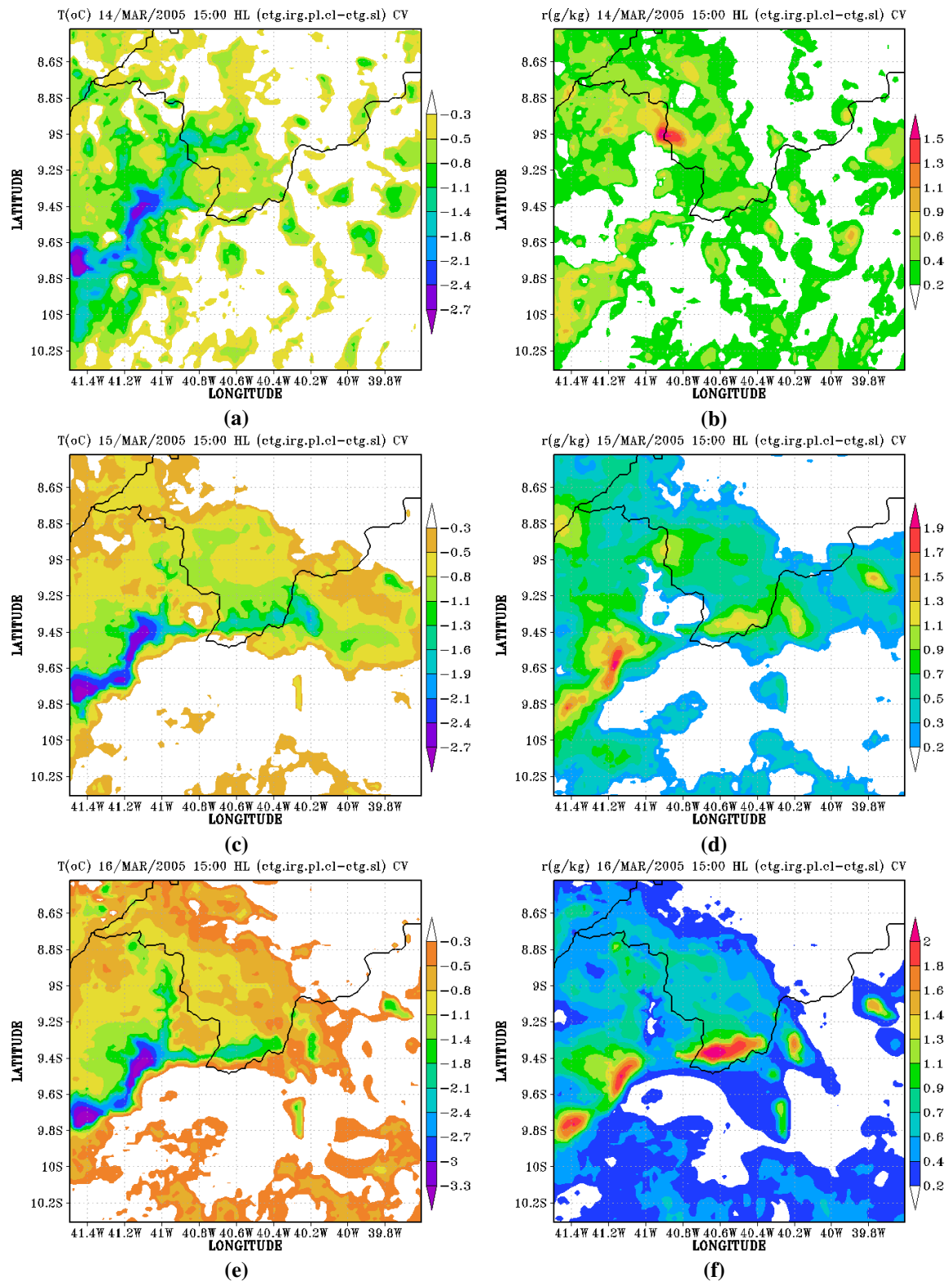


Figura 5.5: Distribuição espacial da temperatura do ar $T(^{\circ}C)$, e razão de mistura $r(g/kg)$ obtida da diferença entre as simulações Caatinga, culturas irrigadas e plantações, com lago (ctg.irc.pl.cl) e Caatinga sem Lago (ctg.sl) as 15:00 HL nos dias: (a,b) 14, (c,d) 15 e (e,f) 16 de março de 2005.

Os valores indicam que as mudanças na cobertura do solo levam a uma queda na temperatura e um aumento no teor de vapor da atmosfera, independentemente do dia analisado. A redução da temperatura na área de Sobradinho atinge valores da ordem de 3°C (Figura 5.5e). Este resultado está em concordância com aqueles obtidos por Correia e Silva Dias (2003) em um estudo desenvolvido para avaliar os efeitos ambientais da propagação da brisa lacustre em situações de cotas extremas do reservatório da usina de Sobradinho.

Nas superfícies vegetadas a resistência estomática e o índice de área foliar são características fundamentais na transferência de vapor para a atmosfera. No entanto, em áreas com vegetação esparsa a umidade na camada superficial do solo tem forte influência sobre a taxa de evaporação devido à grande fração de solo descoberto (CORREIA, 2001; WALLACE *et al.*, 1990).

A queda na temperatura do ar na região do perímetro irrigado Nilo Coelho atinge valores da ordem de 1,5°C (Figura 5.5c,e). Esse valor é praticamente o dobro daquele encontrado por Correia *et al.* (2006b), para a mesma região em condições ambientais semelhantes. A divergência nos resultados pode ser atribuída às diferenças na representação dos processos biofísicos do esquema de vegetação LEAF-3 usado nas simulações deste trabalho. Por outro lado, os valores encontrados estão na mesma ordem de grandeza daqueles obtidos em estudos semelhantes desenvolvidos para outras regiões (DOUGLAS *et al.*, 2009).

Em síntese, as áreas com maior concentração arbórea (perímetros irrigados) no meio da Caatinga formam verdadeiras ilhas frias, também conhecidas como “efeito oásis” por apresentar temperaturas inferiores às das áreas com vegetação esparsa. É possível observar também que existe uma relação positiva entre a dimensão das áreas irrigadas e a intensidade da circulação formada.

Nas áreas onde a vegetação nativa foi substituída por plantações a redução máxima na temperatura é da ordem de 1°C (Figura 5.5a,c,e). A diferença na fração de cobertura da superfície e no albedo do tipo de vegetação explica os valores encontrados. A influência da topografia na variabilidade espacial da temperatura e umidade do ar também é evidente nos campos de T e r mostrados na Figura 5.5.

É importante ressaltar que na vegetação denominada plantações no LEAF-3, que representa a agricultura de sequeiro no domínio numérico, há culturas, plantações mistas do tipo C3 e pastagens (Quadro 4.1).

Analogamente à temperatura do ar, o aumento da umidade atmosférica observado nos campos da razão de mistura é evidente nas áreas com plantações. O impacto na umidade é da ordem de 0,8 g/kg (Figura 5.5b,d,f).

5.2.1.2.2 Vento horizontal e circulações induzidas termicamente

As circulações atmosféricas em escala local (meso- β e meso- γ) são controladas por duas forçantes principais: o vento sinótico, incluindo os mecanismos de interação com a topografia, e as circulações termicamente induzidas pela heterogeneidade na cobertura vegetal e pelos contrastes terra/água.

Os campos do vento a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km), resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl*, mostrados para os dias 14, 15 e 16 de março na Figura 5.6, indicam claramente uma alteração no padrão da circulação local, aparentemente restrita às áreas ao sul do Lago de Sobradinho nos três dias de integração, e ao sul do perímetro Nilo Coelho nos dias 15 e 16 de março. O acoplamento entre a brisa lacustre e os ventos de encosta explica a maior intensidade na região do Lago. Este resultado está em concordância, em parte, com aqueles encontrados por outros autores em estudos desenvolvidos para áreas de represas (SHEN, 1998; CORREIA, 2001; STIVARI *et al.*, 2003; CORREIA *et al.*, 2006b). As diferenças são atribuídas às condições atmosféricas vigentes em cada situação.

Trabalhos desenvolvidos para várias regiões comprovam que em áreas de lagos artificiais a brisa lacustre tem influência determinante na redução da temperatura e aumento da umidade atmosférica no entorno do reservatório. Correia *et al.* (2006b) encontraram que a brisa lacustre formada pelo Lago de Sobradinho atingiu a intensidade de aproximadamente 4,5 m/s e alcançou o meridiano de 40,5W, onde está localizada a cidade de Petrolina, situada a jusante do reservatório. As autoras observaram ainda uma queda nos valores da temperatura em toda a área afetada pela brisa lacustre.

A circulação do tipo brisa observada ao sul do perímetro irrigado Nilo Coelho é geralmente referenciada como circulação não clássica (Figura 5.6) e é gerada pelo contraste de temperatura entre as áreas com diferentes tipos de vegetação (Figura 5.5). O aumento no DPV (Figura 5.3) e o maior teor de umidade do solo na área irrigada explicam a circulação mais intensa no dia 16 de março.

Em síntese, o vento sinótico tem papel fundamental na distribuição espacial das variáveis analisadas. Entretanto, as circulações induzidas pelas forçantes locais (terreno acidentado, contrastes terra-água, contraste entre tipos de vegetação) de intensidades relativamente mais fracas representam condicionantes locais importantes e modulam o escoamento de grande escala. Esse efeito pode ser visto nos campos do escoamento no domínio numérico, com e sem o vento sinótico, resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* mostrados na Figura 5.6.

A configuração espacial do vento sinótico sob a influência do VCAN (Figuras 5.6a,c,e) mostra que o vento horizontal tem direção variável, sendo relativamente mais fraco e praticamente de leste no dia 14, mudando gradualmente de intensidade e direção ao longo do período de integração. No dia 16 de março o vento é mais forte e de sudeste.

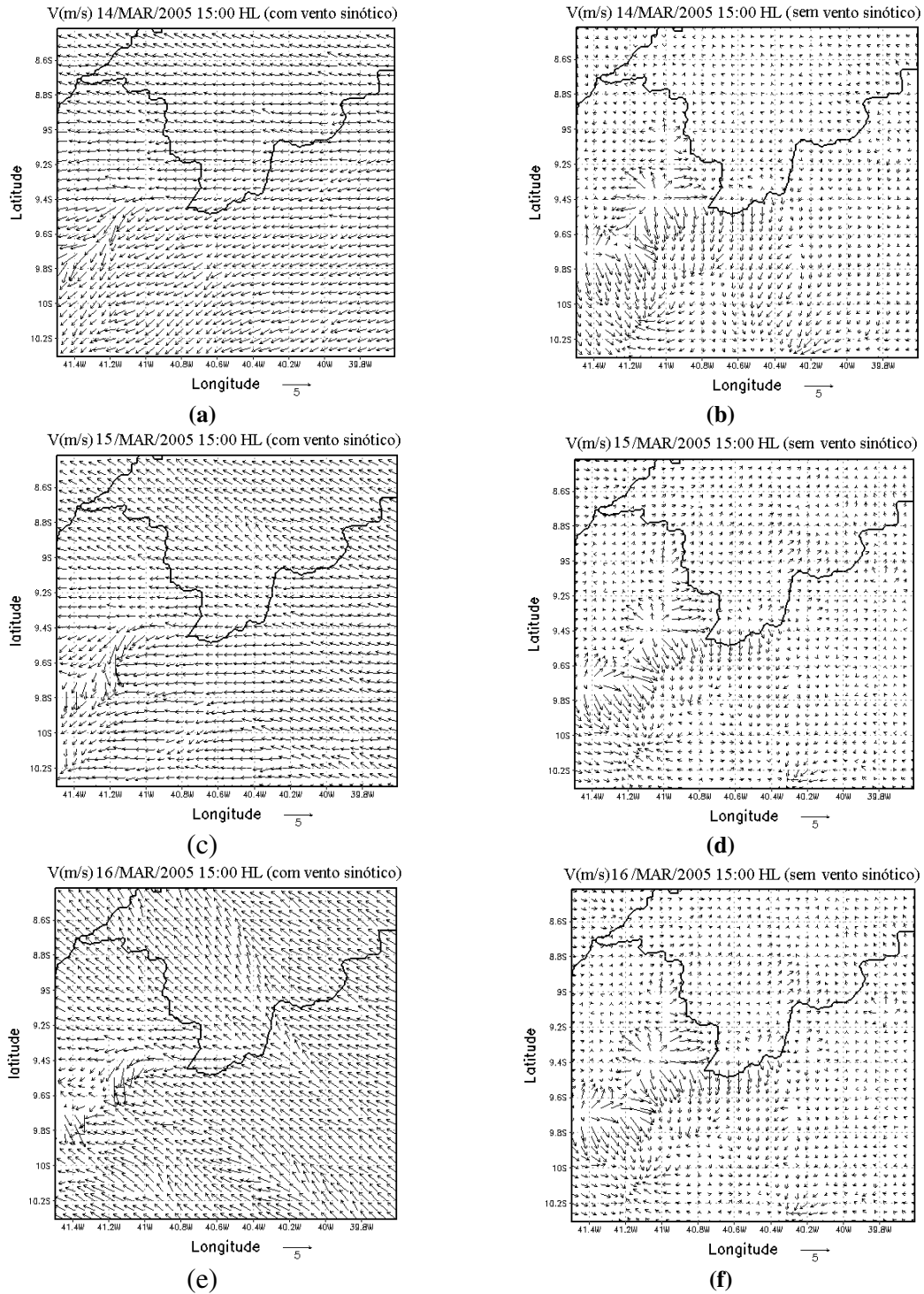


Figura 5.6: Campo do vento horizontal (m/s) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2km) as 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irc.pl.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março.

A configuração espacial do vento horizontal resultante da diferença entre as simulações *ctg.irc.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico para os dias 14, 15 e 16 de março

mostrada nas Figuras 5.6b,d,f indica que a brisa lacustre e os ventos de encosta nas regiões com topografia mais pronunciada alteram o padrão de vento associado com a grande escala. Este resultado mostra que o Lago e a topografia representam forçantes de superfície importantes no domínio analisado.

O grau de influência das forçantes locais e de grande escala na estrutura dinâmica e termodinâmica da camada limite atmosférica (CLA) pode ser avaliado com base nas seções verticais da componente zonal do vento u (m/s), temperatura potencial θ (°C) e da razão de mistura r (g/kg) obtidas da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* para os casos com e sem o vento sinótico mostradas nas Figuras 5.7, 5.8 e 5.9.

Nas simulações sem o vento sinótico (Figuras 5.7a,c,e), independentemente do dia analisado, a estrutura vertical da componente zonal no horário da 15:00 HL mostra claramente o efeito da mudança no padrão de vento local com a formação da brisa lacustre na região do Lago de Sobradinho. A intensidade máxima da circulação varia de 1,8 m/s no dia 14 a 3 m/s no dia 16 de março.

O aumento no DPV ao longo dos dias é um dos fatores responsáveis pela elevação nas taxas de evapotranspiração, o que provoca a redução da temperatura em superfície e, conseqüentemente, o aumento nos gradientes horizontais de umidade e temperatura do ar acima das superfícies com propriedades diferentes (terra, água e vegetação). Quanto maior a diferença de temperatura entre as superfícies, maior é a intensidade das circulações desenvolvidas localmente.

A configuração vista nas seções transversais (a), (c) e (e) na Figura 5.7 indica que a brisa lacustre constitui uma célula fechada com movimentos descendentes sobre o Lago (mais frio) e movimentos ascendentes nas áreas circunvizinhas. Por continuidade de massa, há em níveis mais altos uma circulação de retorno, no sentido terra-água. A brisa lacustre é, portanto, responsável por movimentos convectivos e transporte de umidade da área do Lago para as regiões situadas no entorno da represa.

Apesar de ter intensidade bem menor do que a da brisa lacustre, uma circulação do tipo não clássica pode ser detectada nos dias 15 e 16 de março, na região do perímetro Nilo Coelho. O escoamento de retorno, em aproximadamente 600 m / 900m de altura, associado com a brisa de vegetação (BV) é bastante nítido no dia 16 de março. Essa circulação atinge intensidade da ordem de 0,8 m/s (Figura 5.7e).

Nos dias 15 e 16 de março há um aumento na intensidade da componente zonal do vento na área irrigada. Três fatores são determinantes para esse resultado: as diferenças na umidade do solo e na fração de cobertura vegetada em áreas de Caatinga e de culturas irrigadas, e a direção do escoamento de grande escala.

As seções transversais da componente zonal nas simulações com o vento sinótico são mostradas na Figura 5.7b,d,f. Apesar do escoamento de grande escala ser claramente dominante nos três dias analisados, o efeito das circulações induzidas pelas mudanças em superfície, principalmente na área do Lago de Sobradinho, afeta toda a estrutura da CLA. A intensidade desse efeito varia com a direção do escoamento sinótico.

Um aspecto interessante detectado principalmente no dia 15 de março nas seções transversais da componente zonal nas simulações com o escoamento de grande escala (vento sinótico), é o vento predominantemente de leste na camada entre 900 e 1200 metros, com intensidade de até 1,2 m/s / 2,1 m/s (Figura 5.7d). Abaixo desta camada a componente é de oeste, com exceção da área acima do Lago de Sobradinho. Neste horário, o nível de 900 metros coincide com a base de uma camada atmosférica seca e convectivamente estável associada com a inversão de subsidência que limita (“impede”) a transferência de calor e umidade para níveis mais altos e o desenvolvimento vertical das nuvens. Este nível também determina o topo da camada de mistura, como pode ser visto no corte transversal da temperatura potencial mostrado na Figura 5.8d.

Seções transversais da temperatura potencial e da razão de mistura obtidas da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* às 15:00 HL, sem e com o vento sinótico, são mostradas nas Figuras 5.8 e 5.9. O efeito do Lago de Sobradinho é visivelmente mais intenso no dia 16 de março de 2005. Quando considerados apenas os efeitos das forçantes em superfície (Figura 5.8e), a queda na temperatura potencial na área do Lago atinge valores da ordem de 2,5°C / 2,4°C. A redução máxima da umidade atmosférica é de 3,6 g/kg / 4,4 g/kg (Figura 5.9e). A redução na razão de mistura, de 3,6 g/kg / 4,4 g/kg no nível de 1200 m / 1500 m para 0,4 g/kg / 0,8 g/kg na superfície na área do Lago de Sobradinho, e de 1,2 g/kg / 2,4 g/kg em 1200 m / 1500 m para 0,4 g/kg em torno de 600 m sobre a área irrigada, indica o efeito de movimentos descendentes e transporte do ar mais seco, associados com movimentos divergentes em superfície gerados pela brisa lacustre e de vegetação.

As seções transversais obtidas da diferença entre as simulações com o vento sinótico da temperatura potencial (Figura 5.8b,d,f) e da razão de mistura (Figura 5.9b,d,f) mostram que as mudanças na cobertura da superfície foram responsáveis pelo resfriamento e umedecimento na CLA. O aumento do DPV ao longo dos dias e a intensificação dos processos turbulentos e movimentos convectivos foram responsáveis pelo aprofundamento da camada de mistura no dia 16 de março de 2005 e pelo rompimento da camada estável transportando ar mais úmido e mais frio da superfície para níveis mais altos. O efeito do transporte de umidade resultante da interação entre o escoamento de grande escala e as circulações termicamente induzidas é visível no nível de 1500 m na Figura 5.9f. É possível detectar um núcleo com valores da ordem de 1,2 g/kg na longitude de 40,2°W / 40,3°W, aproximadamente.

Nos campos da diferença entre as simulações com o vento sinótico, independentemente do dia analisado, há valores negativos da temperatura potencial e valores positivos da razão de mistura em toda a camada abaixo de 1200 m, o que indica o umedecimento e resfriamento da CLA na área do Lago de Sobradinho e do perímetro Nilo Coelho.

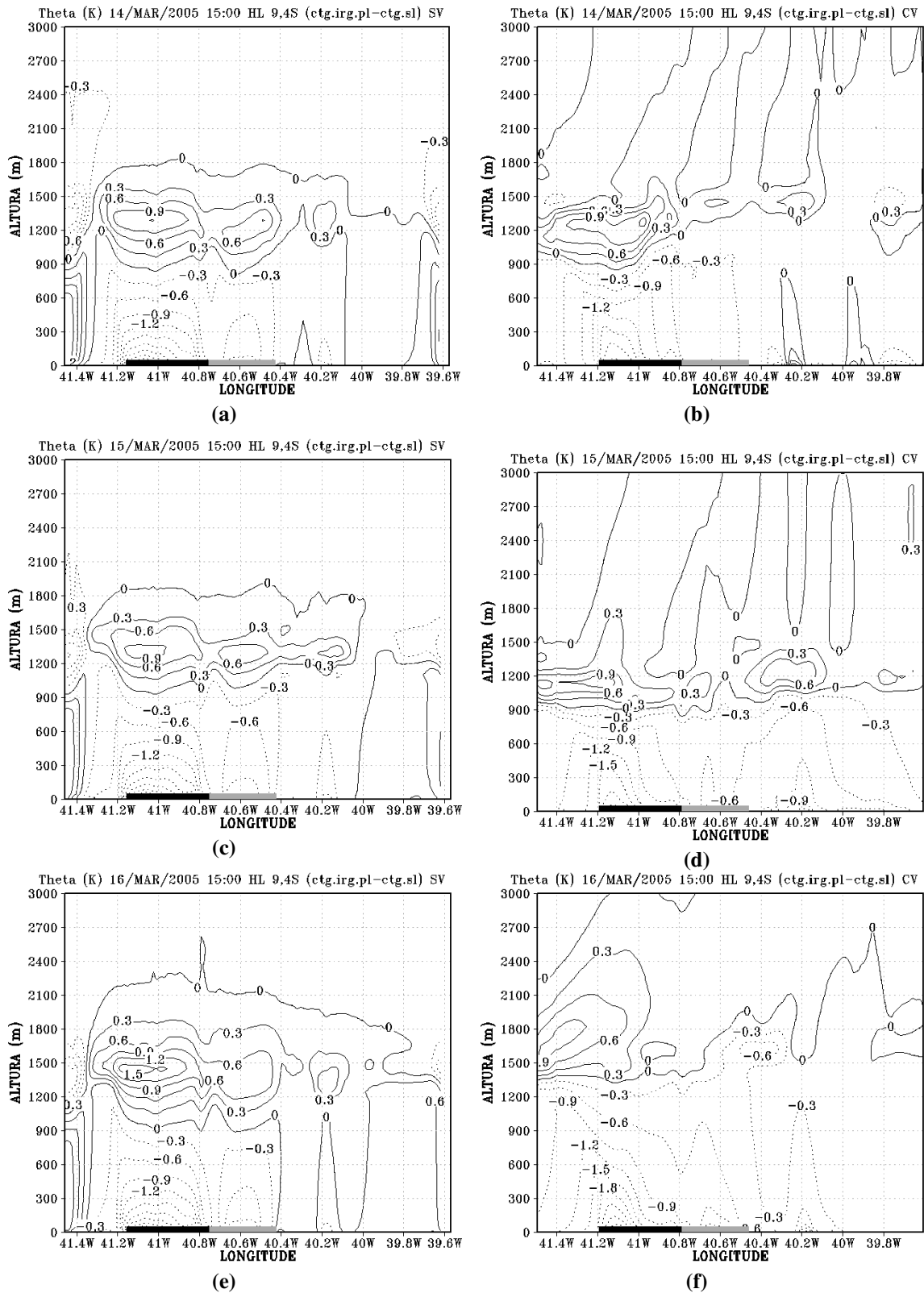


Figura 5.8: Corte transversal da temperatura potencial ($^{\circ}\text{C}$) na latitude de $9,4^{\circ}\text{S}$, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a posição do lago (cor preta) e do perímetro Nilo Coelho (cor cinza).

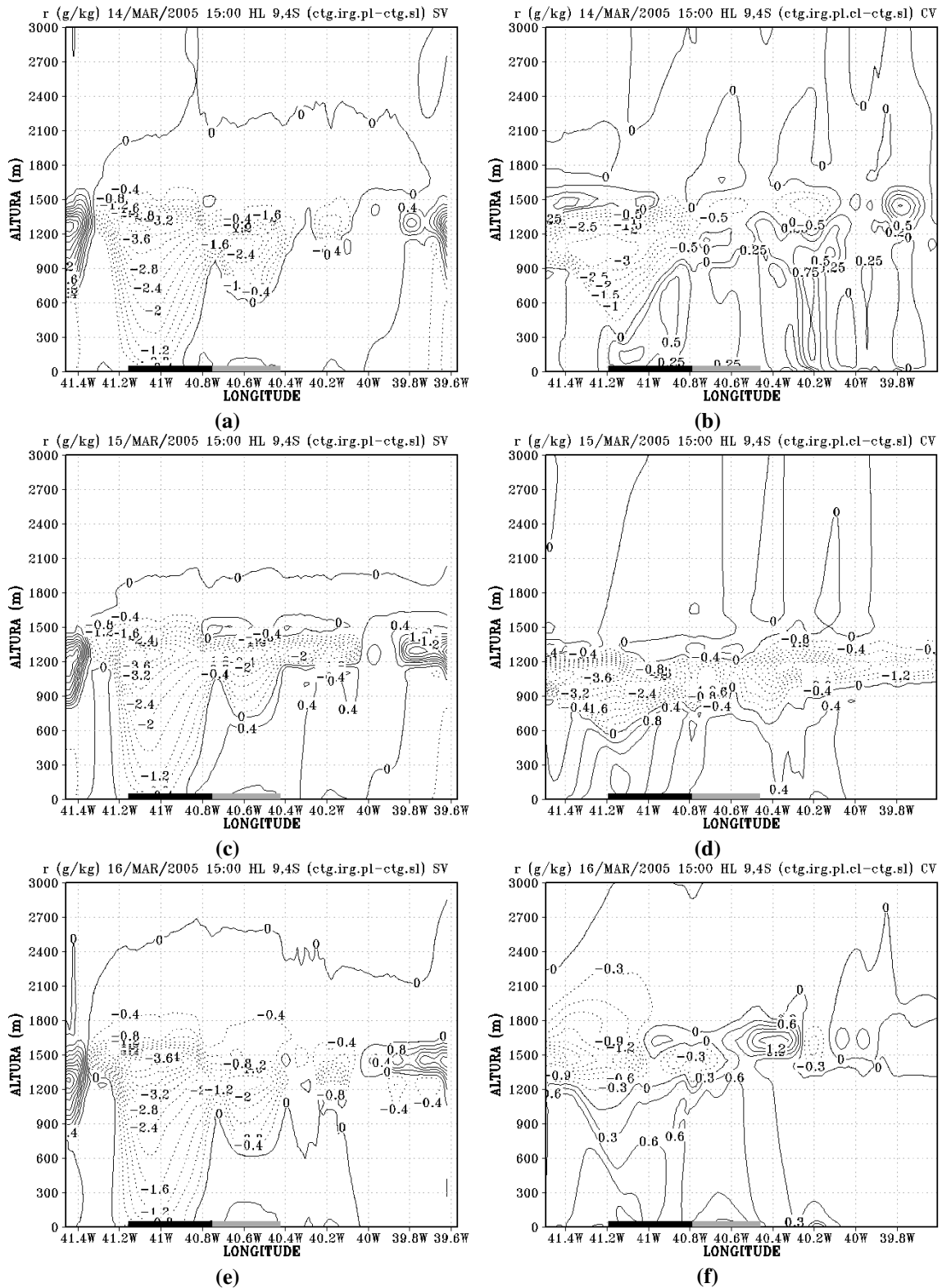


Figura 5.9: Corte transversal da razão de mistura (g/kg) na latitude de 9,4°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a posição do lago (cor preta) e do perímetro Nilo Coelho (cor cinza).

A discussão apresentada permite concluir que a estrutura da CLA foi substancialmente afetada pelas forçantes locais, e que o controle da grande escala foi determinante nos processos convectivos e transporte vertical de água e energia. Os processos convectivos têm influência direta na formação de nuvens e precipitação.

5.2.1.2.3 Validação dos resultados

A evolução diária da temperatura do ar, do saldo de radiação e dos fluxos turbulentos simulados com o modelo RAMS para o cenário *ctg.irc.pl.cl* e calculados pelo método da correlação turbulenta com dados coletados na estação micrometeorológica de Petrolina é ilustrada na Figura 5.10. A semelhança entre as curvas indica que os resultados numéricos são aceitáveis e que o uso do esquema de superfície LEAF-3 do RAMS representa uma boa ferramenta de análise dentro dos objetivos propostos nesta pesquisa.

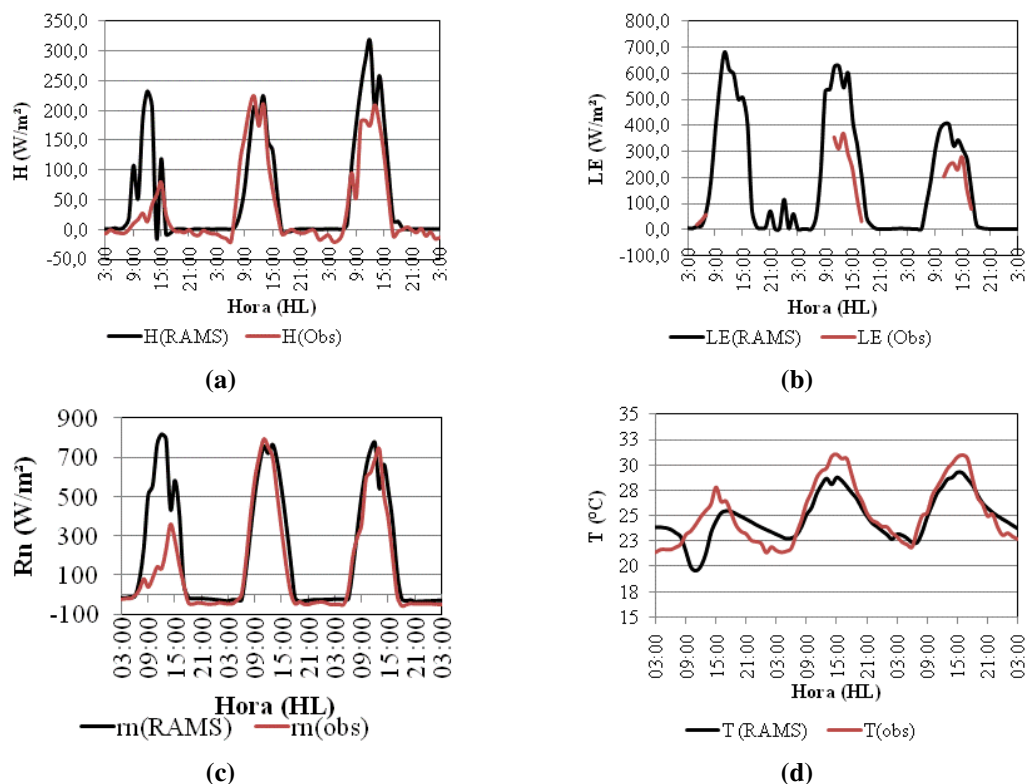


Figura 5.10: Evolução temporal: (a) fluxos de calor sensível, $H(W/m^2)$, (b) calor latente $LE(W/m^2)$, (c) radiação líquida $Rn(W/m^2)$ e (d) temperatura do ar $T(^{\circ}C)$ simulados (em vermelho) e calculados (em preto) na localização da torre micrometeorológica de Petrolina ($9,0585^{\circ}S$; $40,3292^{\circ}W$).

As discrepâncias entre os valores observados/calculados e simulados são esperadas em função de limitações intrínsecas das configurações dos experimentos numéricos

(resolução, condições de contorno) ou da técnica de correlação turbulenta (falhas frequentes nas medições são observadas em dias chuvosos).

5.2.1.3 Mudanças no uso da terra e variabilidade na atividade convectiva local

A estrutura termodinâmica da atmosfera tem relação direta com o tipo de convecção úmida desenvolvida numa região. O transporte vertical de energia aumenta a instabilidade e contribui para a formação de nuvens e chuva. Neste contexto, as análises apresentadas nesta seção foram realizadas com o objetivo de avaliar a influência de mudanças no uso da terra no grau de instabilidade da atmosfera e na precipitação de origem convectiva.

Valores da temperatura, pressão e umidade atmosférica obtidos com a simulação *ctg.irg.pl.cl* às 15:00 HL foram usados na elaboração de perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação ilustrados na Figura 5.11.

Os perfis verticais do dia 14 de março mostram uma atmosfera úmida e muito misturada entre a superfície e o nível de 1014 m. As temperaturas potencial e potencial equivalente são praticamente constantes com a altura ($\partial\theta/\partial z=0$ e $\partial\theta_e/\partial z=0$) entre a superfície e o nível de 900 hPa, determinando a profundidade da camada de mistura (CM). O topo da CM coincide com a base da camada de inversão de subsidência caracterizada pelo afastamento acentuado entre as curvas de θ_e e θ_{es} . O ar nesta camada é menos úmido e condicionalmente estável (secagem atmosférica). A atmosfera também se encontra convectivamente instável ($\partial\theta_e/\partial z < 0$) e condicionalmente instável ($\partial\theta_{es}/\partial z < 0$) na camada entre a superfície e o nível de 900 hPa.

Nitidamente, a subsidência torna-se mais intensa e acentua a inversão de temperatura (maior estabilidade nos níveis médios) ao longo do período, tornando a atmosfera mais seca nos dias 15 e 16 de março (maior afastamento entre as curvas de θ_e e θ_{es}). Dois mecanismos podem contribuir para essa intensificação: se considerada a escala local, normalmente após a passagem de sistemas convectivos precipitantes ocorre um resfriamento nos baixos níveis, estabilização da atmosfera e queda na temperatura potencial equivalente. No ambiente da grande escala, sob influência do centro do VCAN, o movimento descendente contribui para o aumento da altura da base da inversão de subsidência.

A queda acentuada da temperatura potencial equivalente com a altura entre a superfície e o nível de 1290 m aproximadamente, observada no dia 15 de março, indica

que a atmosfera é convectivamente instável e, portanto, favorável à ocorrência de atividade convectiva.

A análise das circulações atmosféricas de mesoescala tem papel relevante em estudos para determinação de mecanismos dinâmicos favoráveis ou inibidores da chuva convectiva. Áreas com fluxo de *ar* predominantemente *convergente* são particularmente propícias ao desenvolvimento da convecção. Nestas áreas, a intensidade da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e de outras medidas do potencial para convecção aumenta em resposta à convergência dos ventos associados com a circulação desenvolvida localmente. O movimento vertical nestas regiões representa um mecanismo importante na liberação da instabilidade potencial, atuando como um gatilho para o início da convecção e o desenvolvimento de sistemas precipitantes.

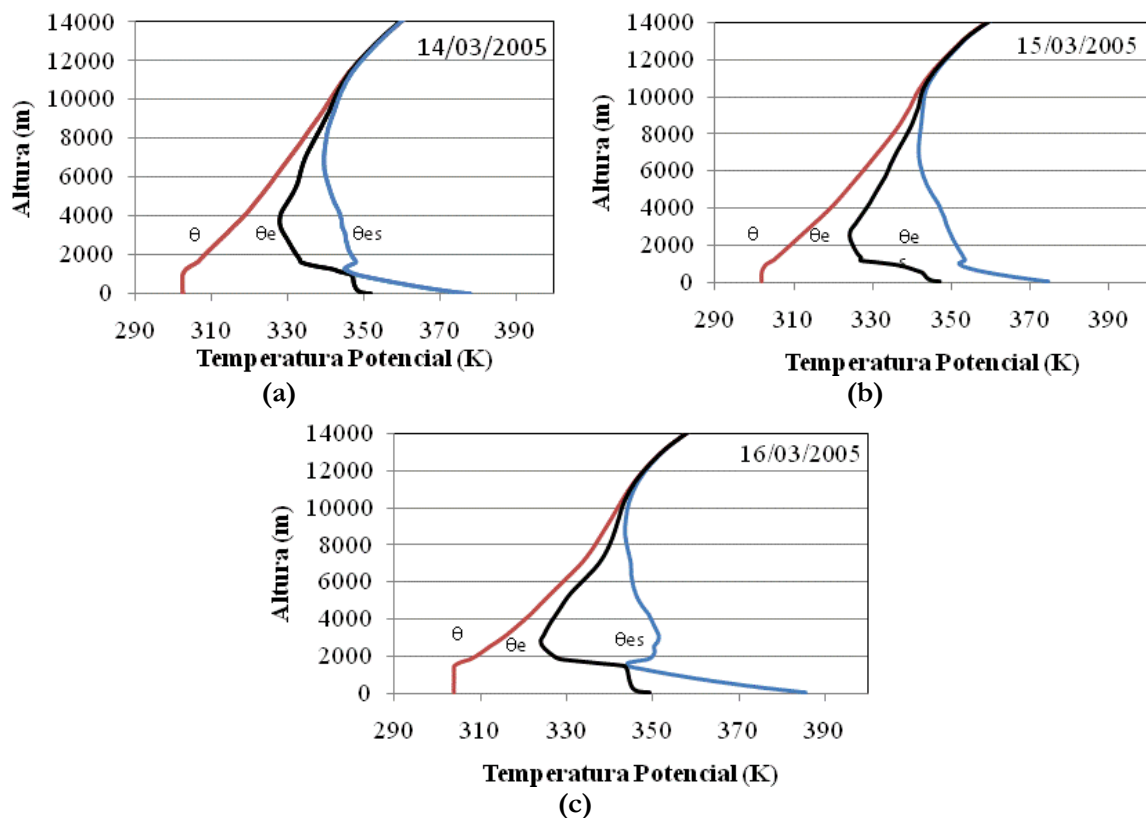


Figura 5.11: Perfis verticais de θ , θ_e e θ_{es} , obtidos com dados extraídos da simulação Caatinga, áreas irrigadas, plantações com lago (*ctg.irg.pl.cl*) realizada com o modelo RAMS: (a) dia 14; (b) dia 15 e (c) às 15 HL dia 16 de março de 2005.

Em síntese, a estrutura espacial do aquecimento em superfície determinada pela heterogeneidade da cobertura do solo tem influência direta na intensidade da atividade convectiva local.

A influência das circulações atmosféricas induzidas termicamente na geração ou dissipação da CAPE e formação de chuva convectiva no domínio numérico foi avaliada para localidades estrategicamente selecionadas no cenário *ctg.irg.pl.cl*. A posição geográfica destas localidades é indicada pelos pontos P1, P2, P3, P4 e P5 na Figura 5.12.

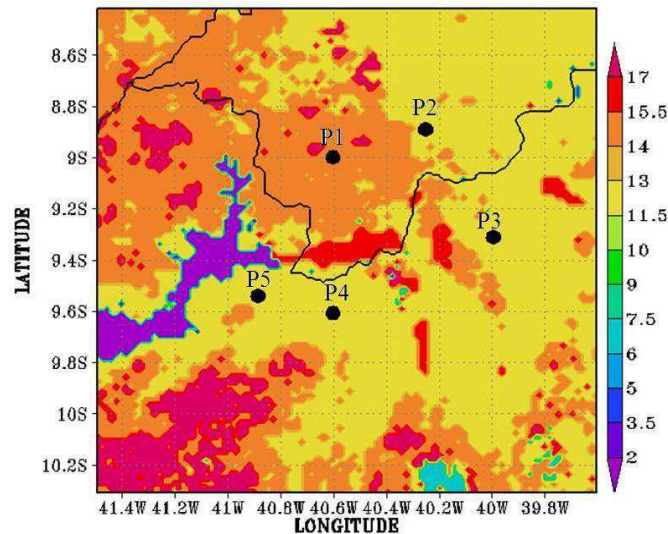
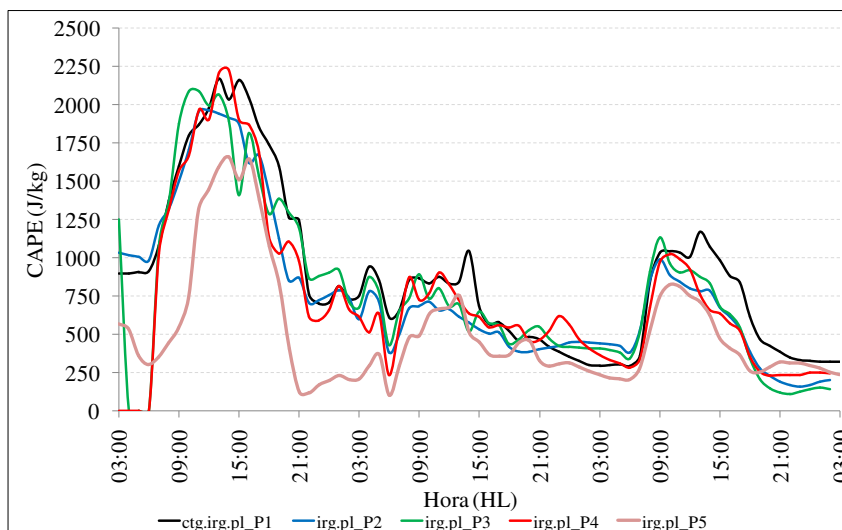


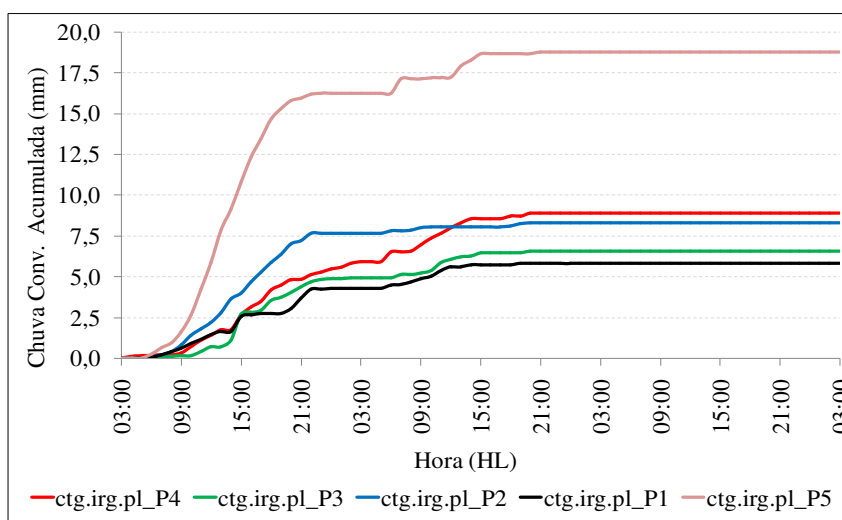
Figura 5.12: Localidades selecionadas para o cálculo da Energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação convectiva acumulada no domínio numérico do cenário *ctg.irg.pl.cl*. A posição geográfica de cada localidade é indicada pelos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

A energia potencial convectiva disponível (CAPE) é uma variável que depende simultaneamente da estrutura vertical da atmosfera e das condições em superfície. A evolução temporal da CAPE e da precipitação convectiva acumulada nas localidades P1, P2, P3, P4 e P5 nos dias 14, 15 e 16 de março é ilustrada na Figura 5.13. Os valores mais elevados da CAPE são observados no dia 14 de março, atingindo aproximadamente 2250 J/kg às 15:00 HL (Figura 5.13a). É visto que no período de atividade convectiva mais intensa a CAPE é “consumida” e a instabilidade é reduzida rapidamente. Durante ou após a chuva os valores da CAPE normalmente são mais baixos, confirmando a hipótese de quase equilíbrio de Arakawa-Schubert (1974). A precipitação convectiva gera correntes descendentes que estabilizam o ambiente e reduzem a energia potencial disponível para convecção.

A influência de forçantes locais na variabilidade da CAPE e da precipitação convectiva acumulada é mais evidente nos dias 15 e 16 de março. O *ciclo diurno* de *aquecimento* da superfície é facilmente detectado nas curvas da CAPE, que apresentam valores mais elevados entre 09:00 e 16:00 HL para as cinco localidades P1, P2, P3, P4 e P5, como pode ser visto na Figura 5.13a.



(a)



(b)

Figura 5.13: Evolução temporal da energia potencial convectiva disponível (CAPE): (a) e precipitação convectiva acumulada nas localidades P1, P2, P3, P4 e P5 no domínio numérico do cenário *ctg.irg.pl.cl*. (b).

Os valores mais altos da CAPE são observados na localidade P1 representada pela linha preta e os mais baixos na localidade P5 indicada pela linha rosa. É interessante notar a relação inversa entre a CAPE e a precipitação convectiva acumulada (PCONV): enquanto a CAPE atinge seus valores mais altos em P1, onde a PCONV é mínima, seus valores mais baixos são observados em P5, onde a PCONV é máxima.

As análises até aqui mostram que os mecanismos dinâmicos e termodinâmicos em grande escala determinaram a distribuição vertical do vapor de água observada na atmosfera, a variabilidade na CAPE e o desenvolvimento da precipitação convectiva no dia 14 de

março. Por outro lado, os resultados também indicam que forçantes em superfície têm influência na CAPE da região. Variáveis termodinâmicas obtidas com as simulações *ctg.sl* e *ctg.irg.pl.cl* mostram uma relação praticamente linear entre a CAPE e a temperatura potencial equivalente em superfície. Esta correlação também foi encontrada por outros autores (SILVA *et al.*, 2008; MACHADO e LAURENT, 2000).

A Figura 5.14 mostra a evolução temporal da temperatura potencial equivalente e da CAPE obtida com as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl*. Os efeitos da topografia e heterogeneidade da cobertura do solo na variação destes elementos são mais evidentes nos valores obtidos para dias 15 e 16 de março nas localidades P1 e P5.

Na localidade P1 o valor da temperatura potencial equivalente aumentou de 344,1 K (*ctg.sl*) para 345,2 K (*ctg.irg.pl.cl*) no dia 15, e de 347,6 K (*ctg.sl*) para 348,4 K (*ctg.irg.pl.cl*) no dia 16 de março, às 15:00 HL. No mesmo período a CAPE na localidade P1 aumentou de 471,5 J/kg (*ctg.sl*) para 685,5 J/kg (*ctg.irg.pl.cl*) no dia 15, e de 342,4 J/kg para 447,7 J/kg no dia 15 e de 366,8 J/kg para 413,6 J/kg no dia 16 de março, às 15 HL.

O valor da CAPE foi de aproximadamente 700 J/kg no dia 15 e de 1000 J/kg no dia 16 março. O aumento nas taxas de evapotranspiração decorrente da substituição da Caatinga por plantações explica esse resultado. Por outro lado, a mudança no teor de umidade da atmosfera não é suficiente para liberar a instabilidade potencial e gerar precipitação convectiva.

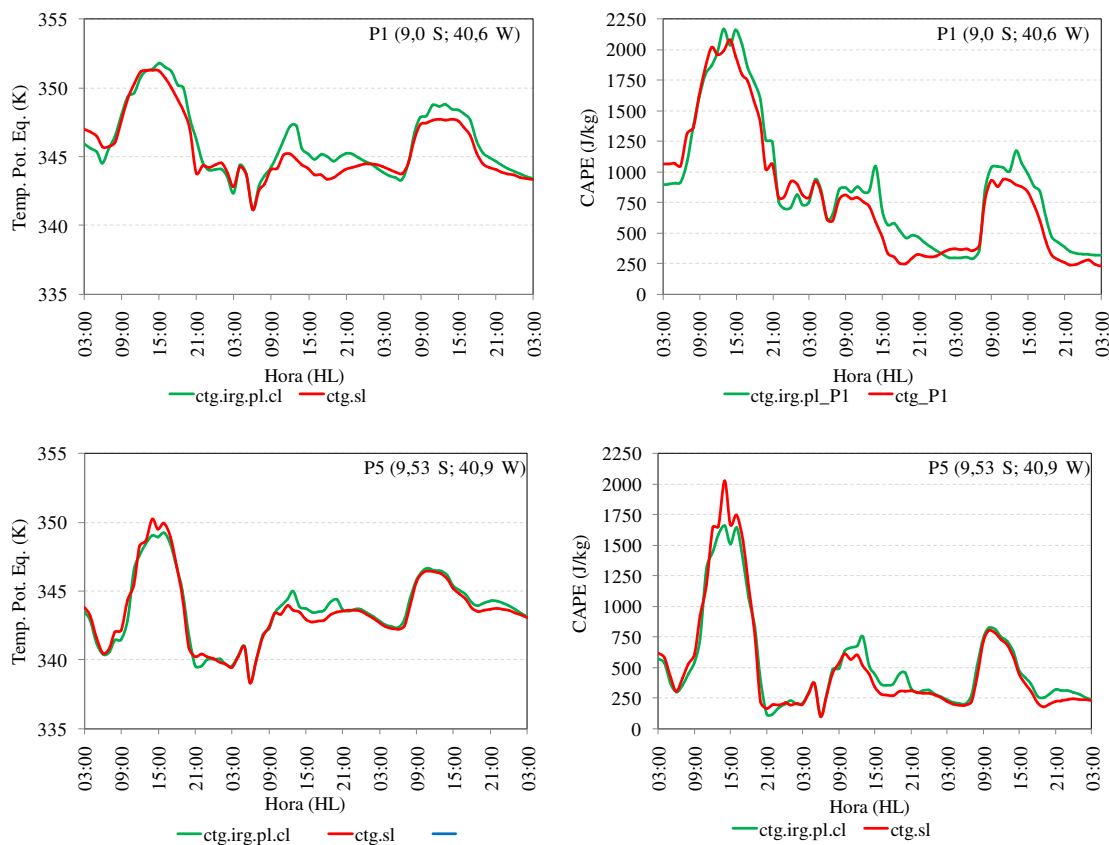


Figura 5.14: Evolução temporal da temperatura potencial equivalente e da CAPE obtida com as simulações *ctg.irg.pl.cl* e *ctg.sl* nas localidades P1(9°S;40,6°W) e P5(9,54°S;40,9°W) situadas no domínio numérico.

A curva da evolução da CAPE para a localidade P5 (9,54°S; 40,9°W) mostra que, apesar das semelhanças com o comportamento dessa variável em P1(9°S; 40,6°W), os valores foram substancialmente mais baixos como pode ser visto na Figura 5.14. No entanto, o valor máximo da precipitação convectiva acumulada foi encontrado nesta área. A convergência associada com circulações termicamente induzidas (brisa lacustre e vento de encosta) e a interação com o vento sinótico foi determinante na geração de correntes ascendentes, liberação da instabilidade convectiva e desenvolvimento da chuva. O efeito e localização dos centros de convergência variam com a direção e intensidade do escoamento de grande escala.

5.2.2 Expansão da agricultura irrigada e efeitos na interação superfície-atmosfera

5.2.2.1 Considerações

O polo Juazeiro-Petrolina (área foco deste estudo) apresenta a maior concentração de projetos de irrigação no Submédio do Rio São Francisco. Os sete projetos públicos em operação compreendem 36,38 % da área irrigada de todo o Vale (44.378 ha). O impacto da implantação destes perímetros nas trocas de energia e água entre a superfície e a atmosfera foi analisado na seção anterior. É sabido, no entanto, que os investimentos privados são bem maiores na região e que, efetivamente, há cerca de 100 mil hectares irrigados, com capacidade de expansão para chegar a 200 mil hectares (SOBEL, 2006).

Neste contexto, as análises apresentadas nesta seção foram realizadas a partir de simulações numéricas para um cenário de mudanças extremas no uso do solo pela expansão da agricultura irrigada (*ctg.irg.cl*). Com esse objetivo, as áreas cobertas com plantações, no domínio numérico, foram transformadas em vegetação irrigada.

5.2.2.2 Variabilidade nos fluxos turbulentos

A distribuição horizontal dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km), obtida com a diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, com e sem o vento sinótico, para os dias 14, 15 e 16 de março às 15 HL é mostrada nas Figuras 5.15 e 5.16.

Visivelmente, a queda no fluxo de calor sensível aumenta ao longo dos dias, particularmente nas simulações com o vento sinótico. No dia 14 a redução no H é da ordem de 200 W/m², semelhante aos valores observados na região da represa de Sobradinho (detectada como a área de maior impacto ambiental na simulação *ctg.irg.pl.cl*).

O aumento no fluxo de calor latente atinge valores da ordem de 310 W/m². A elevação do LE na simulação dos efeitos da substituição da Caatinga por agricultura de sequeiro/pastagens (plantações) foi de aproximadamente 220 W/m² para a mesma região. A intensificação nas circulações do tipo brisa devido ao aumento no contraste térmico entre a vegetação irrigada e a Caatinga é um dos fatores que contribui para esse resultado.

A mudança também é perceptível na distribuição espacial do calor latente. Semelhantemente ao que foi observado na análise do cenário anterior (*ctg.irg.pl.cl*), o controle pela grande escala nos processos de evapotranspiração é dominante no dia 14 de

março (Figura 5.16a). No entanto, os resultados também indicam que circulações desenvolvidas localmente têm papel importante e que a topografia se destaca como a forçante local de maior impacto na distribuição espacial dos fluxos turbulentos. Os efeitos locais são realçados e, portanto, mais claramente observados nas simulações sem o vento sinótico (Figura 5.16b).

Valores mais altos dos fluxos turbulentos são observados no entorno da extensa área coberta com vegetação irrigada no centro do domínio numérico. Dois mecanismos contribuem para este resultado: a brisa de vegetação (BV) e os ventos de encosta (anabáticos). Grande parte da área com agricultura irrigada está situada nos terrenos mais baixos do Vale.

Nos dias 15 e 16 de março os campos da distribuição horizontal de LE (Figuras 5.16c,e) indicam um aumento na taxa de evaporação do solo e transpiração pelas plantas com o aumento do DPV (secagem da atmosfera). Nas áreas irrigadas a maior parte da energia absorvida pela superfície é transformada em calor latente. Com a expansão da área irrigada a queda no fluxo de calor sensível foi da ordem de 180 W/m^2 no dia 15 e de 230 W/m^2 no dia 16 de março.

Vale ressaltar que os dias analisados neste trabalho estão contidos no período úmido da região e, portanto, com alta disponibilidade de umidade no solo, independentemente da cobertura vegetal. A quantidade de energia que atinge a superfície (radiação de onda curta e onda longa) é fortemente determinada pela estratificação de vapor na atmosfera e representa o fator limitante de maior impacto na evapotranspiração.

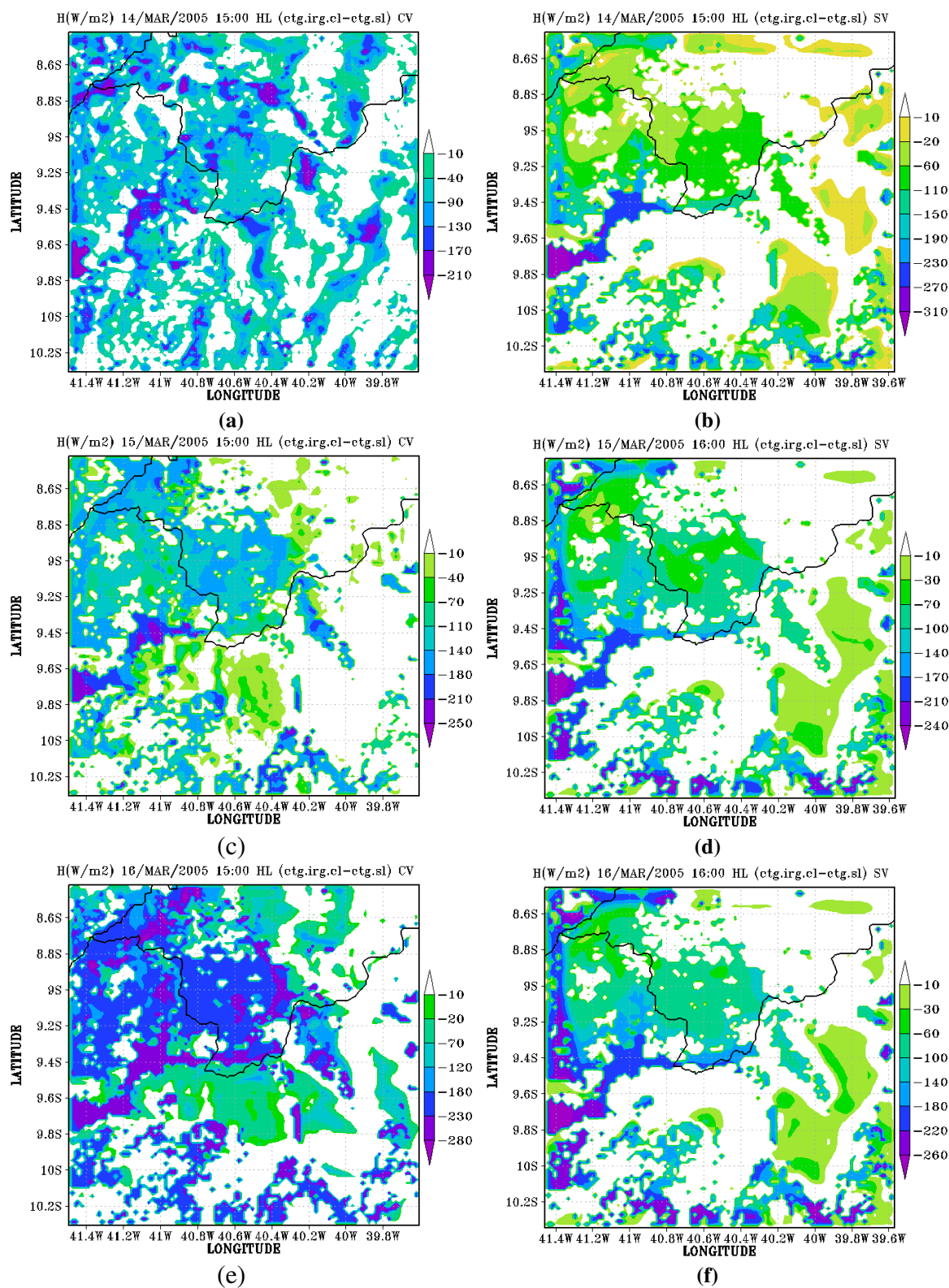


Figura 5.15: Distribuição espacial do fluxo de calor sensível H (W/m^2) nos dias: 14, 15 e 16 de março obtida da diferença entre as simulações Caatinga, Culturas Irrigadas com lago (ctg.irg.pl.cl) e Caatinga sem Lago (ctg.sl) às 15:00 HL. Com vento sinótico (a), (c) e (e); e sem vento sinótico (b), (d) e (f).

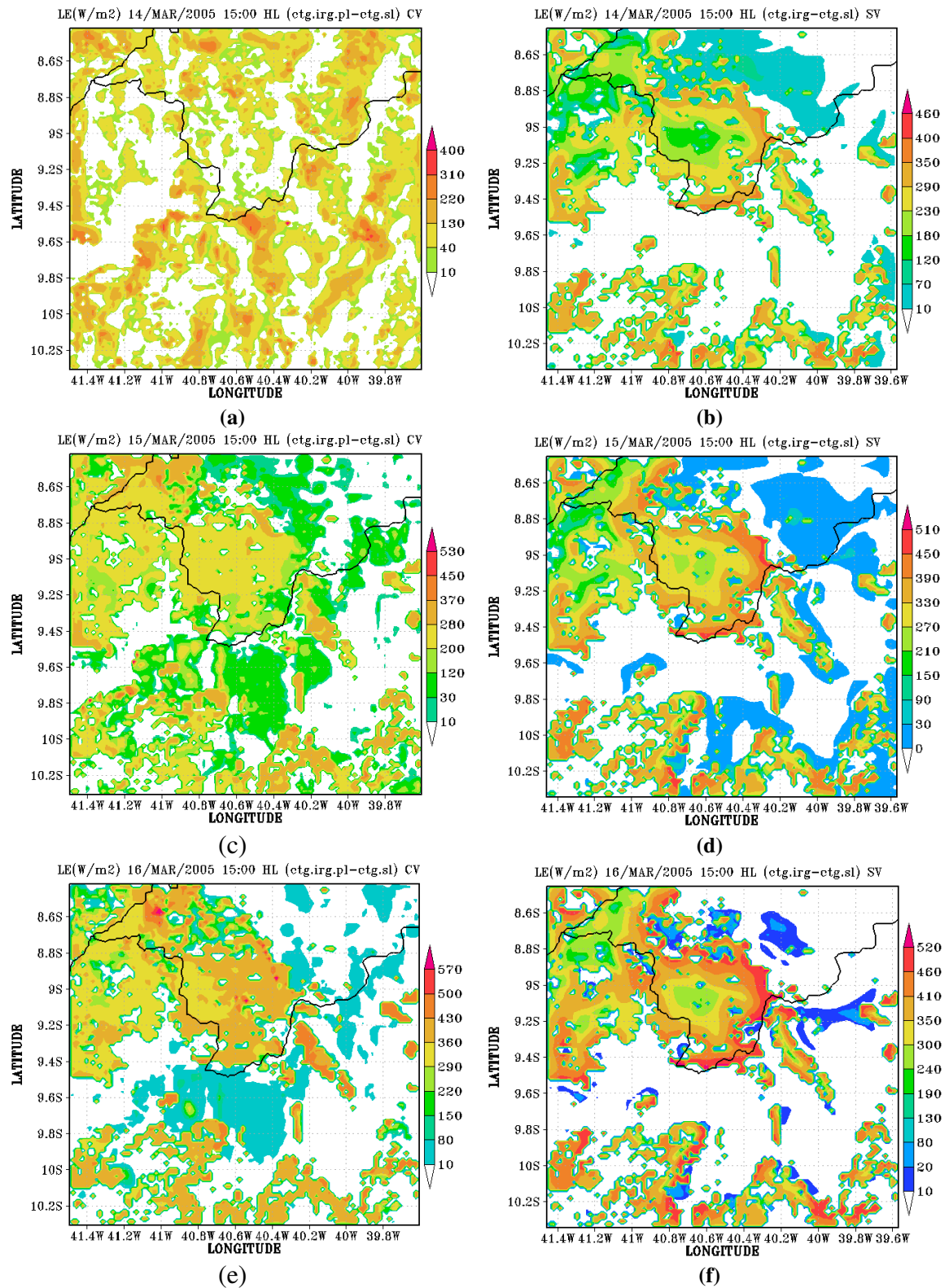


Figura 5.16: Distribuição espacial do fluxo de calor latente LE (W/m^2) nos dias: 14, 15 e 16 de março obtida da diferença entre as simulações Caatinga, Culturas Irrigadas com lago (ctg.irg. cl) e Caatinga sem Lago (ctg.sl) às 15:00 HL. Com vento sinótico (a), (c) e (e); e sem vento sinótico (b), (d) e (f).

Condições atmosféricas definidas pela atuação do VCAN tendem a reter grandes quantidades de umidade na baixa troposfera. Dado que as condições de contorno da grande escala são idênticas nas duas simulações (*ctg.irg.cl* e *ctg.sl*) as alterações verificadas nos resultados obtidos com a diferença entre os campos das variáveis, além de ressaltar o efeito das forçantes em superfície, indicam que as circulações induzidas termicamente podem modular os processos climáticos de escala maior. Resultados semelhantes foram obtidos em estudos para outras regiões (CHASE *et al.*, 2000; ZHAO *et al.*, 2001).

A distribuição horizontal do fluxo de calor latente é mais homogênea nas simulações com o vento sinótico (Figura 5.16 a,c,e). Com a geração das circulações do tipo brisa pelo contraste entre Caatinga e vegetação irrigada há um transporte de vapor no sentido centro-periferia mais nitidamente observado nas simulações sem o vento sinótico. Esse mecanismo explica a variabilidade no LE com valores mínimos no centro da região vegetada (Figura 5.16 b,d,f).

As circulações geradas pelo contraste no teor de umidade do solo e das propriedades biofísicas dos diferentes tipos de vegetação são nitidamente observadas nos campos do vento horizontal a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km), resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* para os dias 14, 15 e 16 de março, às 15:00 HL, com e sem o vento sinótico, mostrados na Figura 5.17. A dinâmica de grande escala condicionada pela atuação do VCAN associada ao relevo acidentado do Vale gera zonas de confluência dos ventos e movimentos convectivos (Figura 5.17a,c,e).

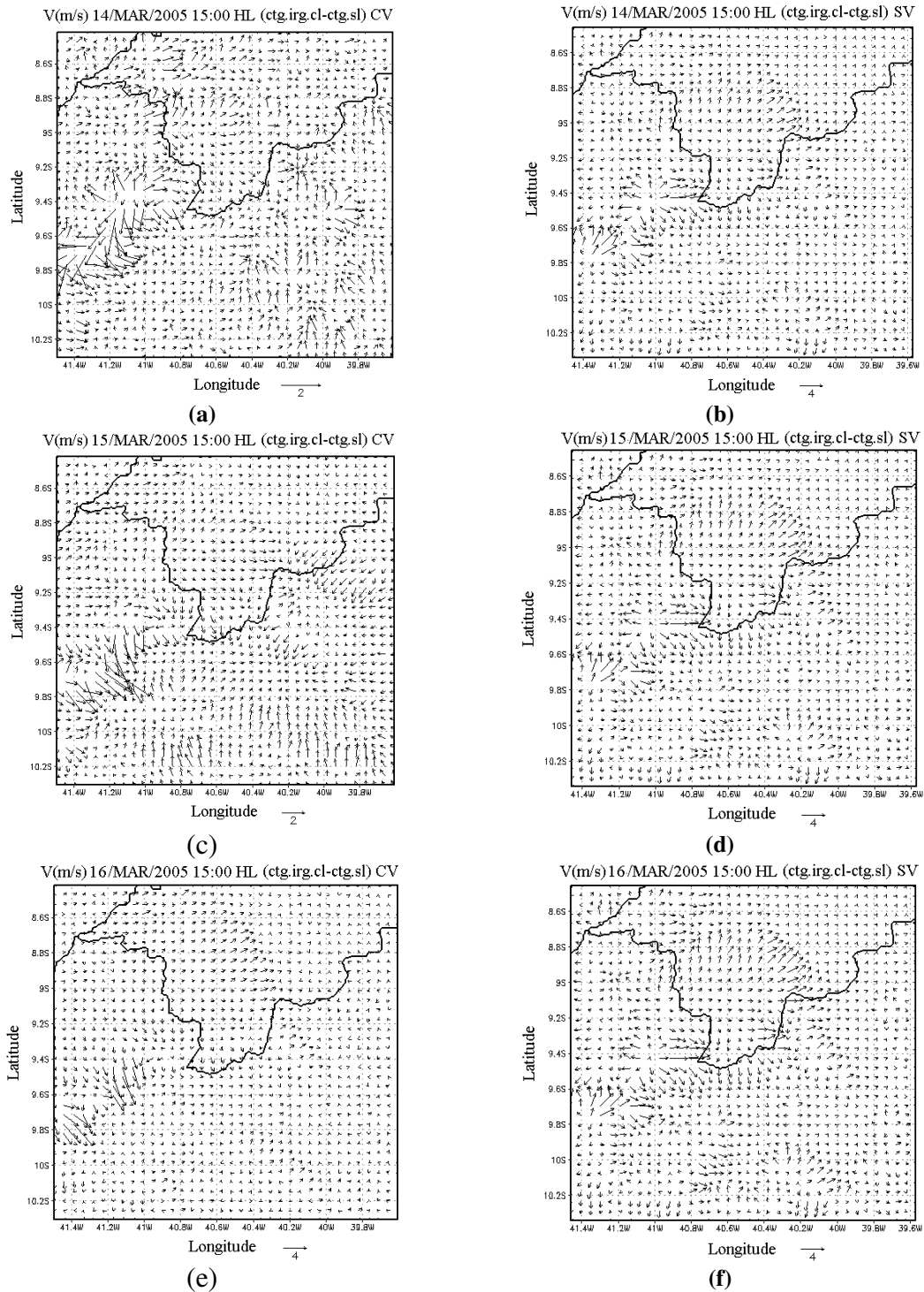


Figura 5.17: Campo do vento horizontal (m/s) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) às 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl.* e *ctg.sl.* Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março.

5.2.2.3 Temperatura e umidade

Os campos da distribuição espacial da temperatura do ar T ($^{\circ}\text{C}$) e da razão de mistura r (g/kg) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km), resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, com e sem o vento sinótico, às 15:00 HL dos dias 14, 15 e 16 de março de 2005, são mostrados nas Figuras 5.18 e 5.19. Semelhantemente ao que foi observado nos resultados da simulação com plantações (*ctg.irg.pl.cl*) discutidos na seção anterior, o impacto do aumento no DPV é nítido na configuração espacial da temperatura. Em ambos os casos, com e sem o vento sinótico, a queda na temperatura do ar aumenta ao longo dos dias.

Por outro lado, na região de Sobradinho a redução na T é de $3,5^{\circ}\text{C}$ na simulação com a influência da grande escala (vento sinótico), visivelmente mais baixa do que a da simulação sem o vento sinótico, cujo valor foi de $4,3^{\circ}\text{C}$. Por outro lado, os valores obtidos na área irrigada mostram comportamento inverso. A temperatura do ar atinge valores bem mais baixos nas simulações com o vento sinótico. A explicação está na influência do controle estomático pela vegetação. O fluxo de ar pelo escoamento de grande escala na área vegetada aumenta a taxa de evapotranspiração causando uma maior redução na temperatura do ar.

Outro aspecto importante que deve ser considerado nas simulações incluindo as condições atmosféricas de grande escala é o efeito dos processos de microfísica. A formação de nuvens e precipitação aumenta a umidade em superfície, as taxas de evapotranspiração e a queda na temperatura. Esses mecanismos são mais evidentes nos campos da razão de mistura obtidos com a diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, com e sem o vento sinótico, mostrados na Figura 5.19.

Nos dias 15 e 16 de março, é evidente que o aumento no teor de umidade do ar é maior na simulação com a inclusão dos mecanismos de grande escala. Entretanto, essa elevação não é observada no campo da razão de mistura para o dia 14 de março. Possivelmente, grande parte do vapor existente na atmosfera foi condensada e precipitada na forma de chuva.

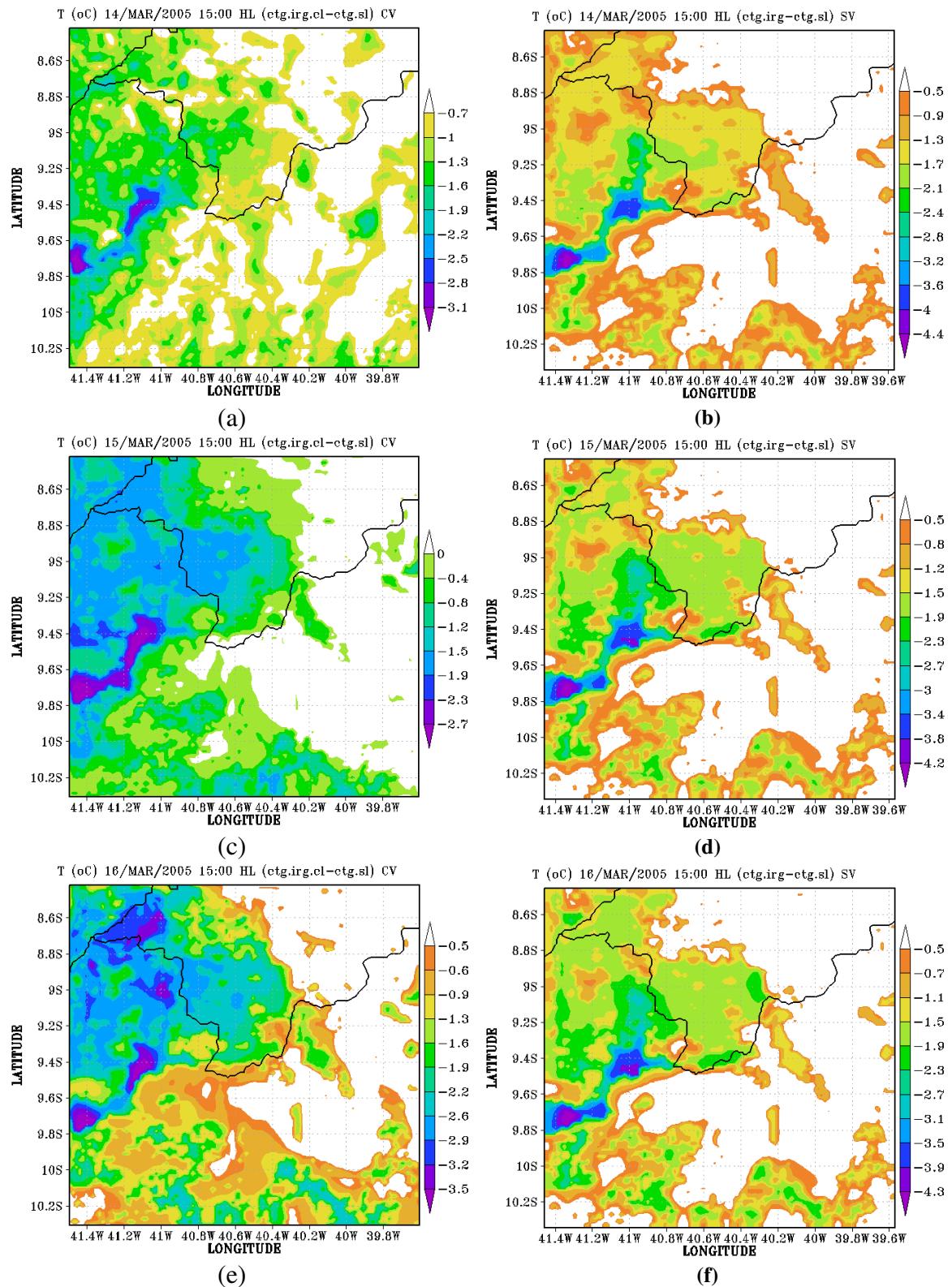


Figura 5.18: Distribuição espacial da temperatura do ar (°C) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) às 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl.* e *ctg.sl.* Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março.

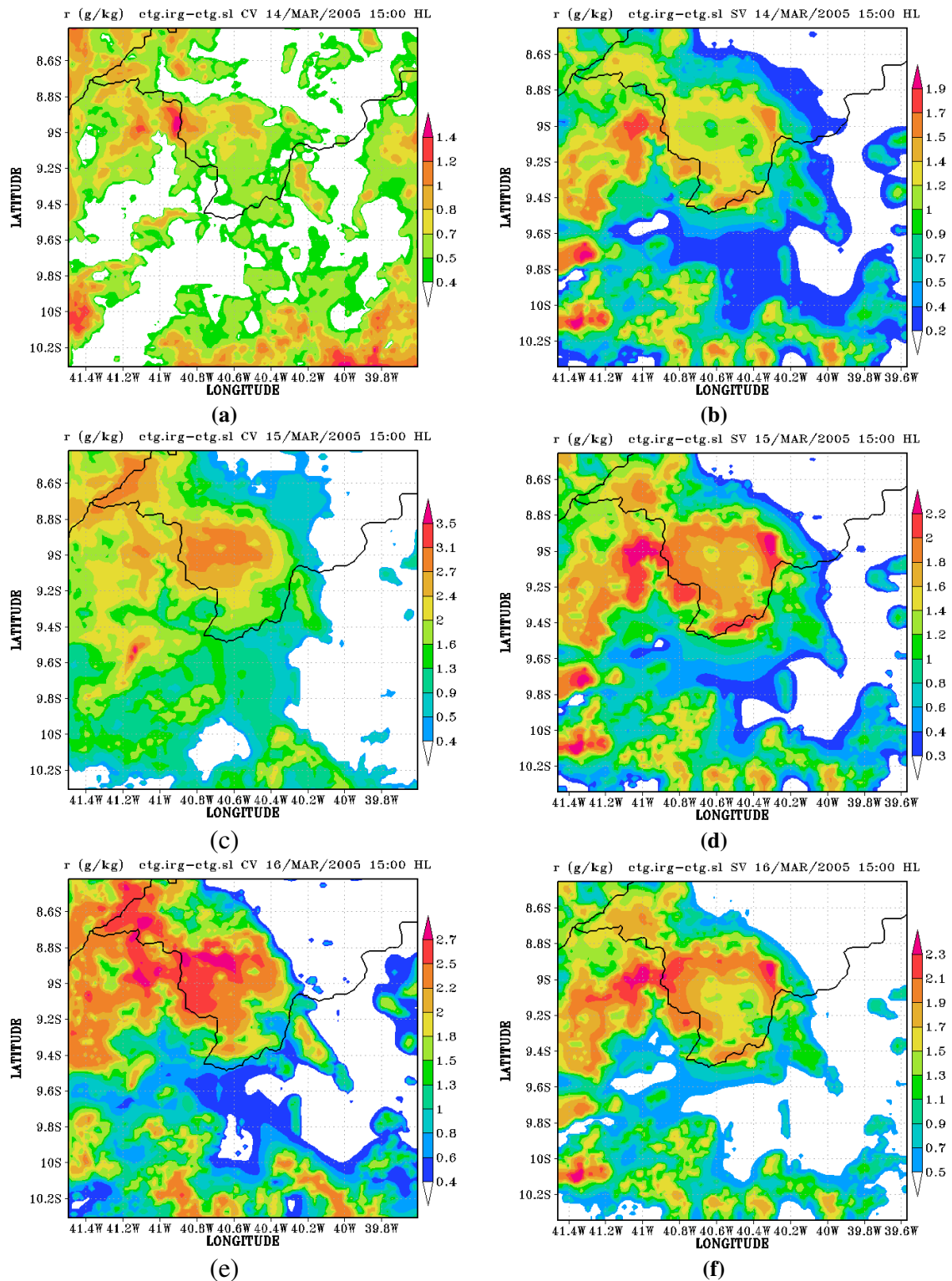


Figura 5.19: Configuração espacial da razão de mistura (g/kg) a 15 m da superfície no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) às 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Simulação com vento sinótico: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Simulação sem vento sinótico: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março.

5.2.2.4 *Circulações termicamente induzidas e estrutura da camada limite atmosférica (CLA)*

Seções transversais da componente zonal do vento na latitude de 9°S (área com maior extensão coberta com vegetação irrigada), resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, às 15:00 HL, com e sem a influência do vento sinótico, são mostradas na Figura 5.20. A barra no eixo das abscissas indica a extensão da área coberta por vegetação irrigada (cor cinza) e por Cerrado (cor preta).

A variabilidade no cisalhamento vertical da componente zonal na CLA decorrente das mudanças na cobertura vegetal é praticamente restrita à camada entre a superfície e o topo da inversão de subsidência (INV). No dia 14 o vento é predominantemente de leste (valores negativos) na camada entre 900 e 1500 metros, e de oeste (valores positivos) na camada abaixo de 900 metros (Figura 5.20a,c,e). A atividade convectiva ainda presente na região pela atuação do VCAN é dominante nos processos de distribuição vertical de vapor na atmosfera, formação de nuvens e quantidade de radiação que atinge a superfície. O alto teor de vapor e as nuvens reduzem os gradientes de temperatura entre a área irrigada e a área de Caatinga enfraquecendo as circulações termicamente induzidas. As brisas desenvolvidas pela descontinuidade na superfície são mais claramente observadas na simulação sem a influência do vento sinótico (Figura 5.20b,d,f).

Nos dias 15 e 16 de março a influência das forçantes em superfície na estrutura da CLA é nítida nas simulações com e sem o vento sinótico (Figura 5.20c,d,e,f). O escoamento é de oeste entre a superfície e o nível de 900 metros na área onde as plantações (cultivos de sequeiro e pastagens) foram substituídas por vegetação irrigada. Acima deste nível a componente zonal aumenta de intensidade devido à interação entre o escoamento de grande escala e a circulação de retorno.

Em síntese, a expansão da agricultura irrigada modificou o padrão de vento local gerando uma circulação no sentido leste (da área irrigada para a área de Caatinga). A convergência na frente da brisa na longitude de 40,2°W é facilmente detectada nos campos da simulação sem o vento sinótico na qual a componente zonal atinge a intensidade de aproximadamente 2m/s (Figura 5.20b,d,f). O contraste térmico gerado pelos diferentes tipos de vegetação explica a intensificação da componente zonal. A circulação local é mais intensa no dia 16 de março (maior DPV).

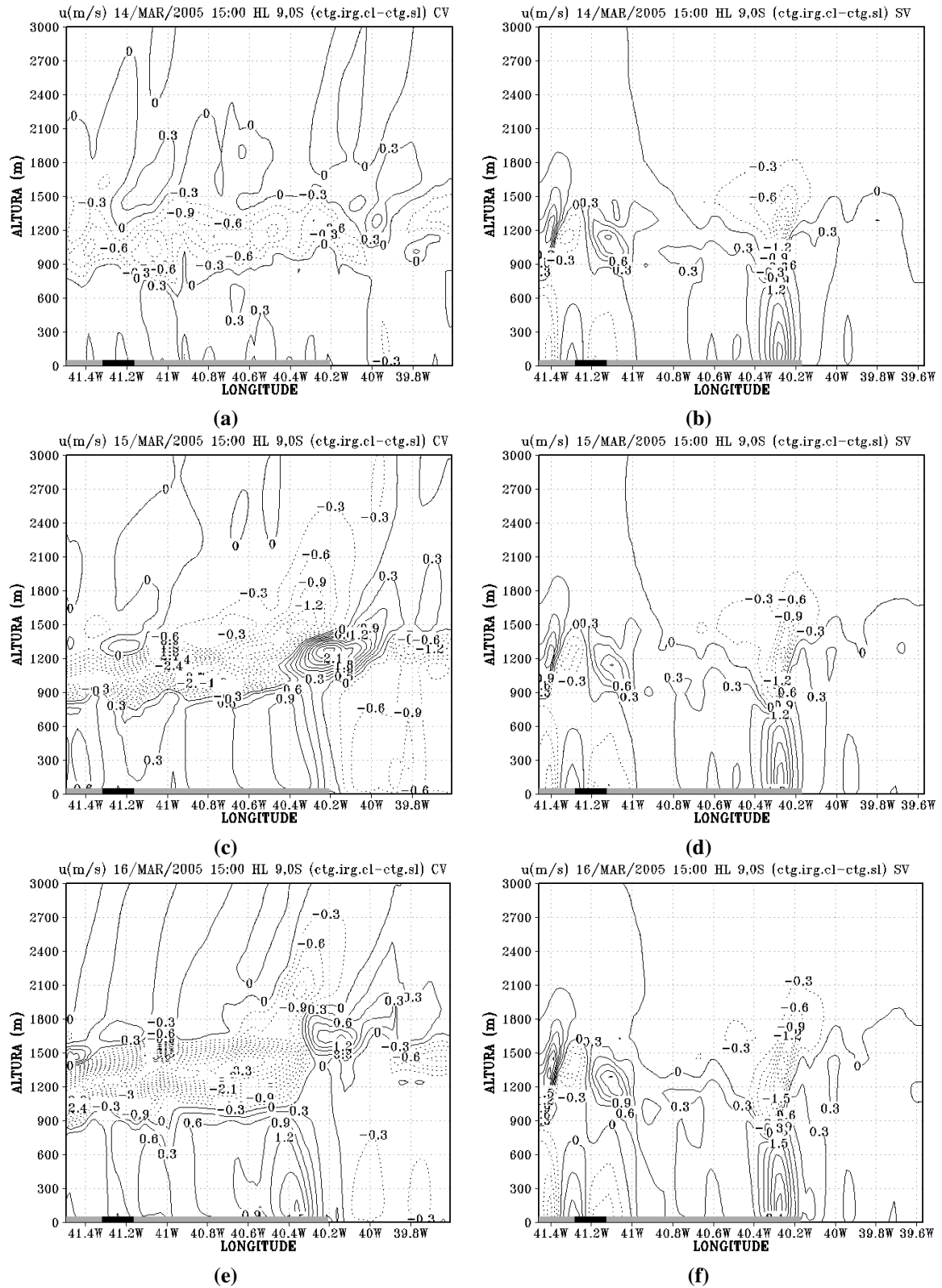


Figura 5.20: Corte transversal da componente zonal do vento (m/s) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza).

Outro aspecto interessante observado nos resultados da simulação da expansão da agricultura irrigada é o desenvolvimento de uma célula de circulação convergente em superfície centrada em (9,0°S; 41,25°W). Efetivamente, a formação desta célula é resultado da atuação de dois sistemas de vento local ilustrados no esquema da Figura 5.21.

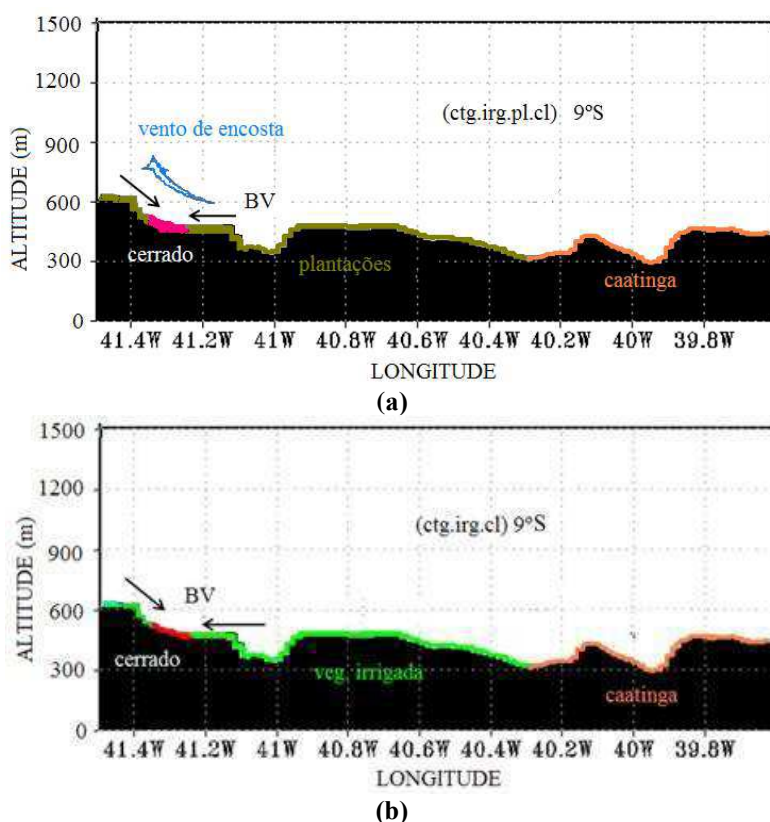


Figura 5.21 Seção transversal da topografia no domínio numérico na latitude de 9°S e esquema ilustrativo da circulação de encosta e escoamento convergente centrado em 41,25°W: (a) cenário *ctg.irg.pl.cl* e (b) cenário *ctg.irg.cl*.

O primeiro, denominado vento de encosta (anabático), é gerado pelo efeito térmico da topografia (aquecimento desigual) e tem circulação predominantemente de leste. O segundo, forçado pelo contraste na cobertura vegetal entre as áreas de Cerrado e de vegetação irrigada, é denominado brisa de vegetação (BV).

A circulação evidenciada pela diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* é composta por escoamento convergente na direção do Cerrado em superfície e por escoamento divergente no nível de 1200 metros (circulação de retorno) (Figura 5.20d,f).

A substituição de plantações por vegetação irrigada aumenta a diferença na temperatura do ar (gradiente de temperatura) na fronteira entre os dois tipos de vegetação e intensifica a convergência. O impacto dessa circulação é perceptível também nos campos da

razão de mistura mostrados na Figura 5.19. Nos dias 15 e 16 de março é evidente o núcleo de valores mais elevados centrado em (9,0°S; 41,25°W), resultante do transporte de ar mais úmido na região.

5.2.2.5 *Camada de mistura*

Seções transversais da temperatura potencial e da razão de mistura na latitude de 9°S, obtidas da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, às 15:00 HL, com e sem a influência do vento sinótico, são mostradas nas Figuras 5.22 e 5.23. A barra no eixo das abscissas indica a extensão da área coberta por vegetação irrigada (cor cinza) e por Cerrado (cor preta).

Semelhantemente ao que foi encontrado nas seções transversais da componente zonal do vento, os impactos da expansão da agricultura irrigada na temperatura potencial são praticamente restritos à camada entre a superfície e o topo da inversão de subsidência (INV) (Figura 5.22).

Mecanismos físicos associados com a formação de nuvens têm influência direta no desenvolvimento e manutenção da CLA bem misturada. Fluxos turbulentos e entrada de ar seco no topo da CLA determinam o crescimento da camada limite convectiva. O cisalhamento do vento em superfície e a camada de inversão intensificam estes processos.

O alto teor de umidade da atmosfera no dia 14 (Figura 5.1a) reduz a taxa de evapotranspiração e diminui o efeito das forçantes locais. A brisa de vegetação (BV) é observada apenas na simulação sem o vento sinótico, centrada entre 40,4°W e 40,2°W (Figura 5.20b,d,f). Por outro lado, nos dias 15 e 16 de março a BV é facilmente detectada nos resultados das simulações, com e sem o vento sinótico (Figura 5.20c,d,e,f). A interação entre a BV e o escoamento de grande escala gera zonas de convergência próximas da superfície e transfere ar úmido para níveis mais elevados.

Em síntese, os gradientes de temperatura geram gradientes de pressão entre a Caatinga e a vegetação irrigada. Em resposta aos gradientes de pressão as circulações se desenvolvem no final da manhã. Convergência em superfície nas vizinhanças das áreas irrigadas intensificada pelo escoamento sinótico gera correntes ascendentes e transporte de ar mais frio e úmido para níveis acima da camada de mistura (Figuras 5.22c,e; 5.23c,e). A dinâmica da CLA, portanto, passa do regime de transporte turbulento para um regime cujo transporte de calor e água é dominado pelos fluxos de mesoescala.

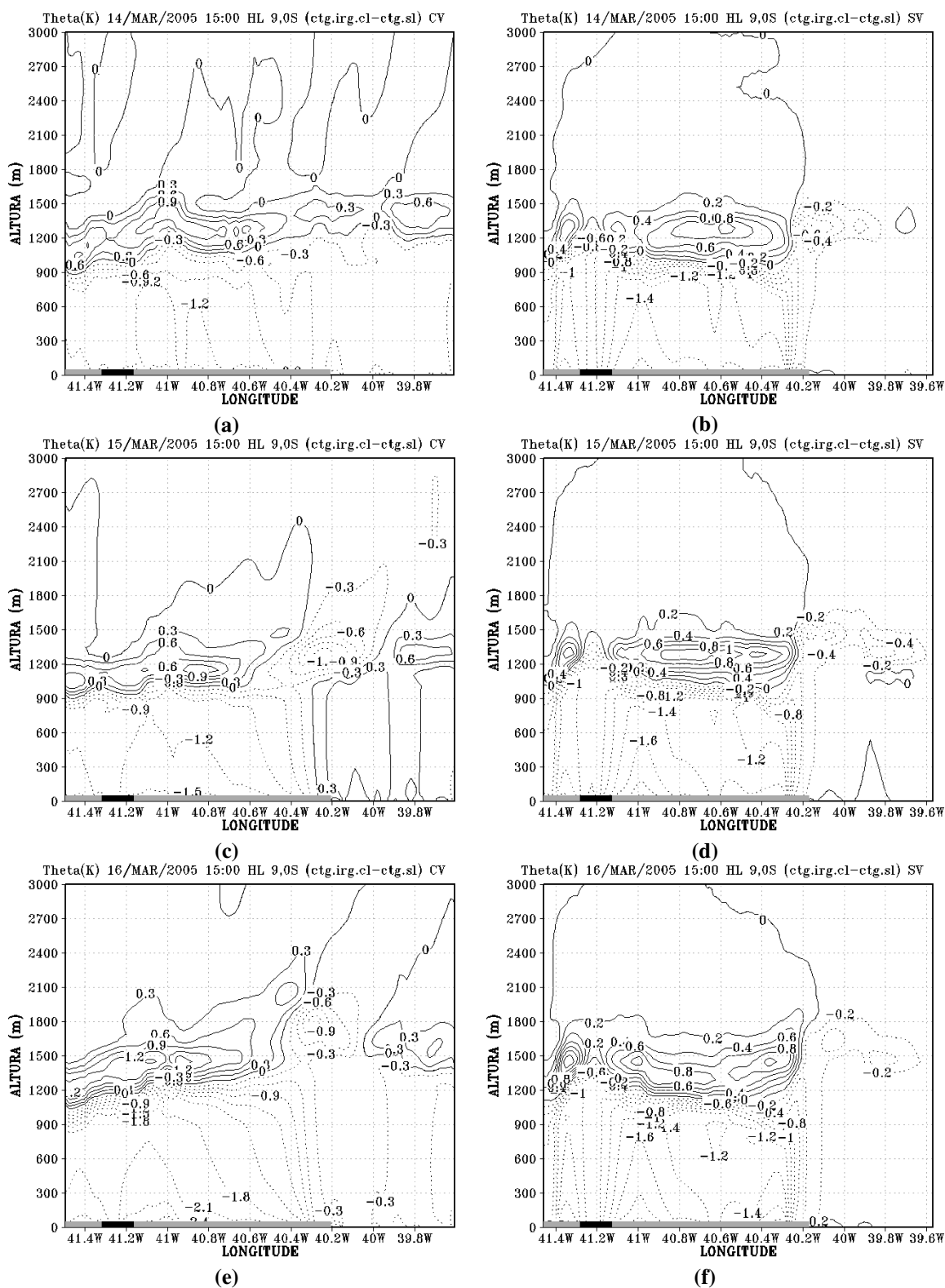


Figura 5.22: Corte transversal da temperatura potencial ($^{\circ}\text{K}$) na latitude de $9,0^{\circ}\text{S}$, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza).

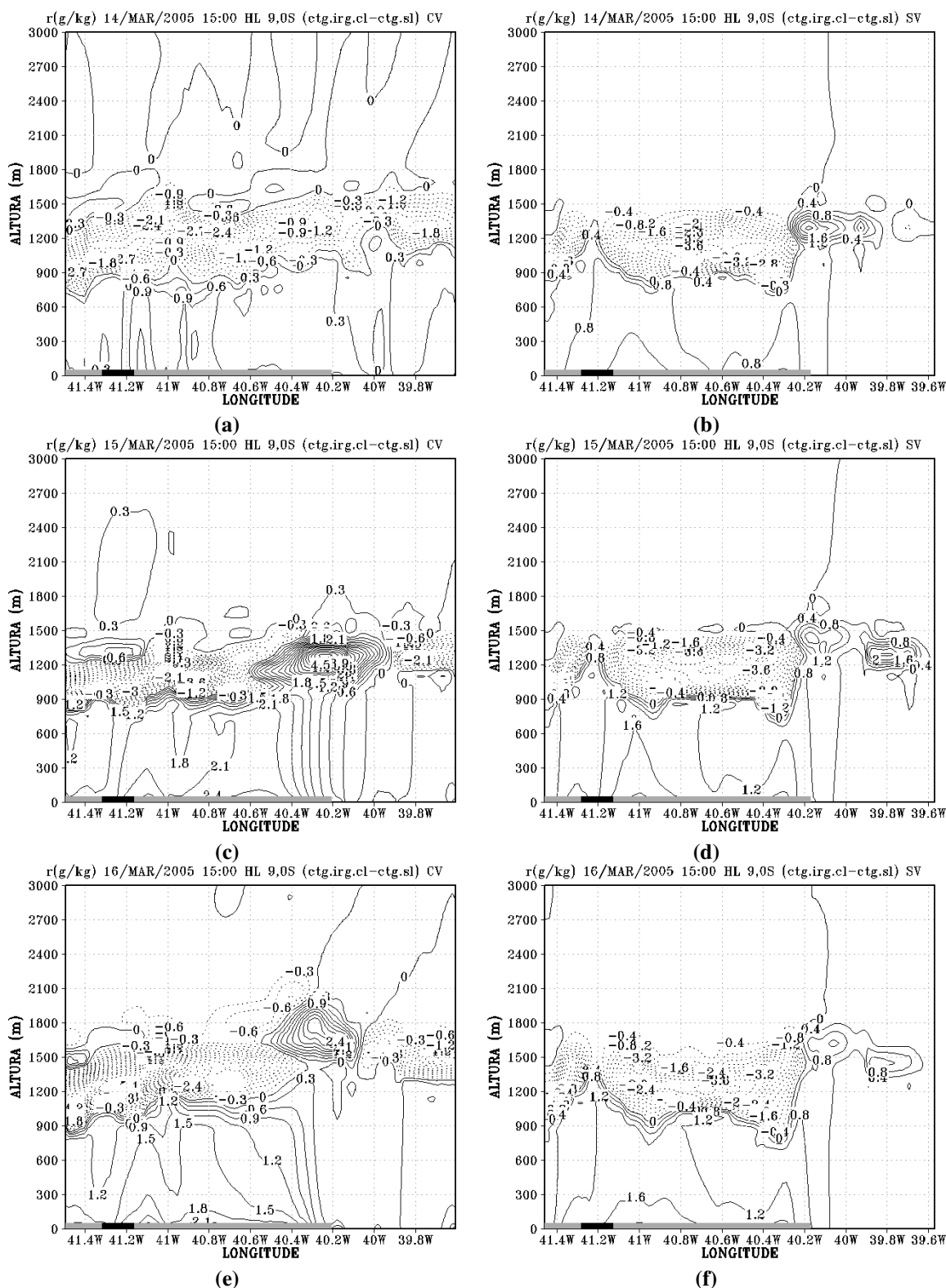


Figura 5.23. Corte transversal da razão de mistura (g/kg) na latitude de 9,0°S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irc.cl* e *ctg.sl* sem o vento sinótico: (a) (c) e (e), e com o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área coberta com cerrado (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza).

O efeito das circulações de mesoescala induzidas é ainda mais intenso na região do Lago de Sobradinho. A Figura 5.24 mostra seções transversais da componente zonal do vento, temperatura potencial e razão de mistura na latitude de 9,4°S, onde há diferentes tipos de cobertura do solo, incluindo água (Lago de Sobradinho), irrigação (perímetro Nilo Coelho) e Caatinga. Os resultados foram obtidos com a diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*, com e sem o vento sinótico, às 15:00 HL do dia 15 / 16 de março.

Na simulação sem o vento sinótico, a substituição das plantações por vegetação irrigada implica em que dois mecanismos atuem sobre o efeito da brisa lacustre, além dos ventos anabáticos. O primeiro, associado ao efeito térmico, gera uma circulação no sentido oposto ao da brisa lacustre (a taxa de resfriamento do ar pela evapotranspiração na área irrigada no entorno da represa é menor do que a queda na temperatura pelo efeito da substituição da Caatinga por uma superfície de água na área do Lago). O segundo mecanismo também atua no sentido oposto, impedindo a propagação da brisa lacustre (BL). Efetivamente, trata-se do efeito da fricção produzida pela rugosidade da vegetação. A Figura 5.25 mostra um esquema com a topografia do modelo na latitude de 9,4°S, que ilustra a descontinuidade na cobertura vegetal e os principais sistemas de vento local.

Os campos resultantes da interação entre as forçantes locais e o escoamento de grande escala (vento sinótico) evidenciam que as circulações de mesoescala geradas pelas descontinuidades na superfície são dominantes nos processos de advecção e transporte vertical de energia e vapor para o topo da CLA (Figura 5.24a,c,e).

Valores mais altos e positivos da componente zonal resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* ilustram a intensificação do escoamento de oeste entre os níveis de 1500 e 1800 metros (Figura 5.24a,c,e). Nesta camada também se observam valores negativos da temperatura potencial e valores positivos da razão de mistura. Este resultado indica o umedecimento e resfriamento nos níveis mais altos da CLA resultantes do transporte pelos fluxos de mesoescala do ar mais úmido e mais frio situado próximo da superfície.

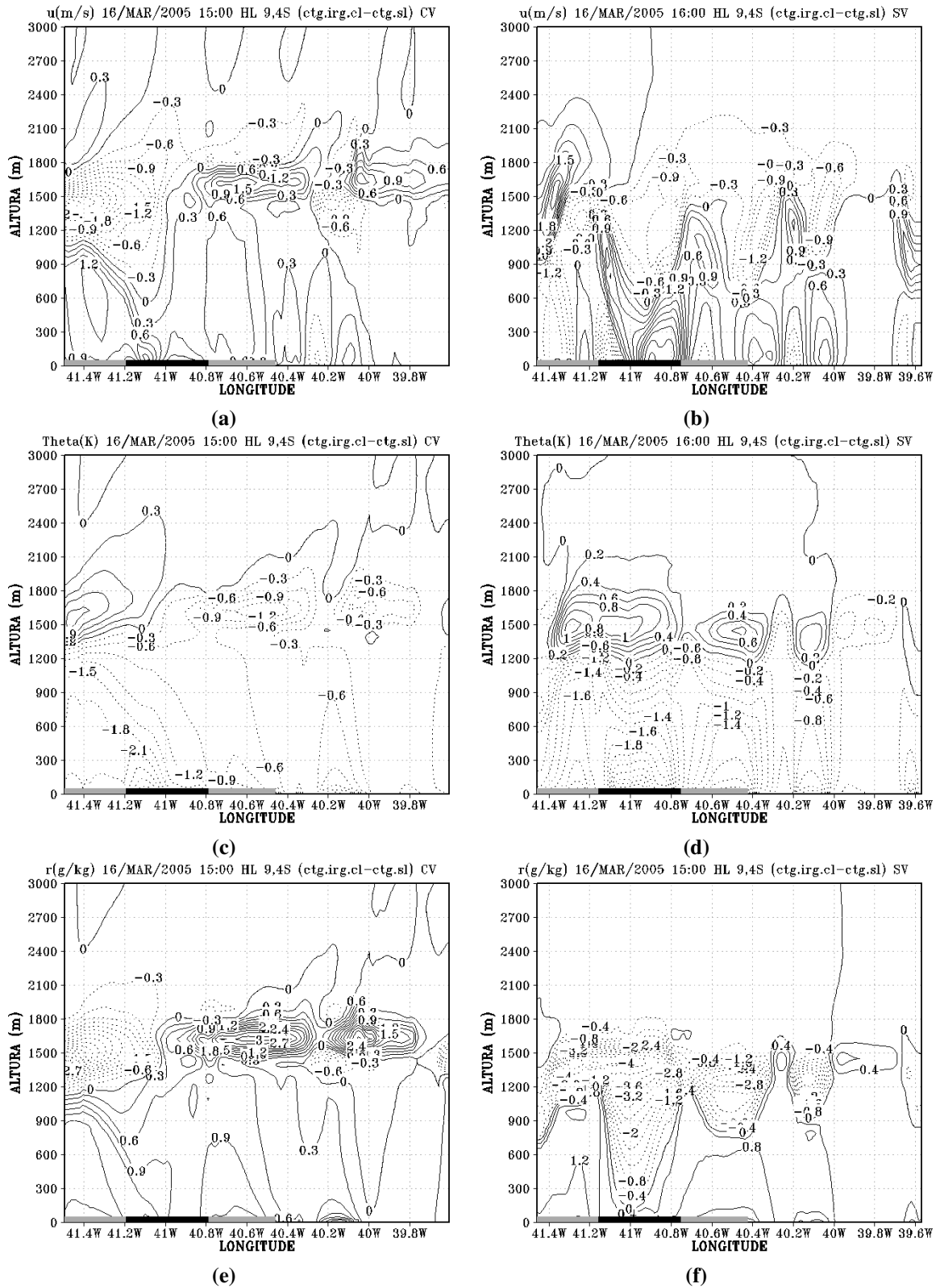


Figura 5.24: Corte transversal da componente zonal do vento (m/s), temperatura potencial ($^{\circ}$ K) na latitude de $9,0^{\circ}$ S, às 15:00 HL, resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* com o vento sinótico: (a) (c) e (e), e sem o vento sinótico: (b), (d) e (f). A barra no eixo das abscissas indica a área do lago de Sobradinho (cor preta) e com vegetação irrigada (cor cinza).

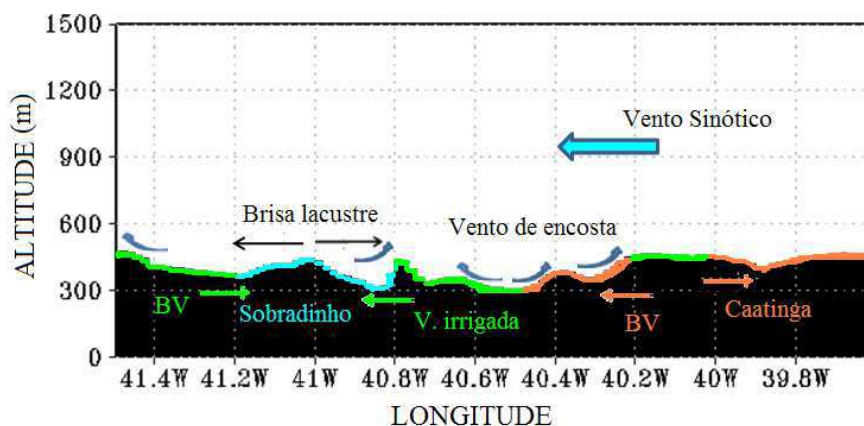


Figura 5.25: Seção transversal da topografia no domínio numérico para latitude de 9,4°S e esquema ilustrativo da circulação de encosta, brisa lacustre (BL), brisa de vegetação (BV) e escoamento convergente centrado na área do lago de Sobradinho. A seta azul na parte superior da Figura indica a direção do escoamento sinótico.

5.2.2.6 Expansão da agricultura irrigada e variabilidade na atividade convectiva local

Os campos da configuração espacial da precipitação convectiva acumulada para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005 resultantes da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* são apresentados na Figura 5.26. As áreas com aumento (Figura 5.26a,c,e) e com redução na precipitação (Figura 5.26b,d,f) são ilustradas em separado com o objetivo de detectar os efeitos das forçantes locais.

Há uma redução substancial da chuva convectiva no dia 14 de março, nas áreas em que as plantações foram substituídas por vegetação irrigada. Por outro lado, o aumento de maior magnitude da chuva convectiva é observado ao sul do Lago de Sobradinho, possivelmente associado com a liberação da instabilidade convectiva pela atuação conjunta da brisa lacustre (BL) e dos ventos de encosta.

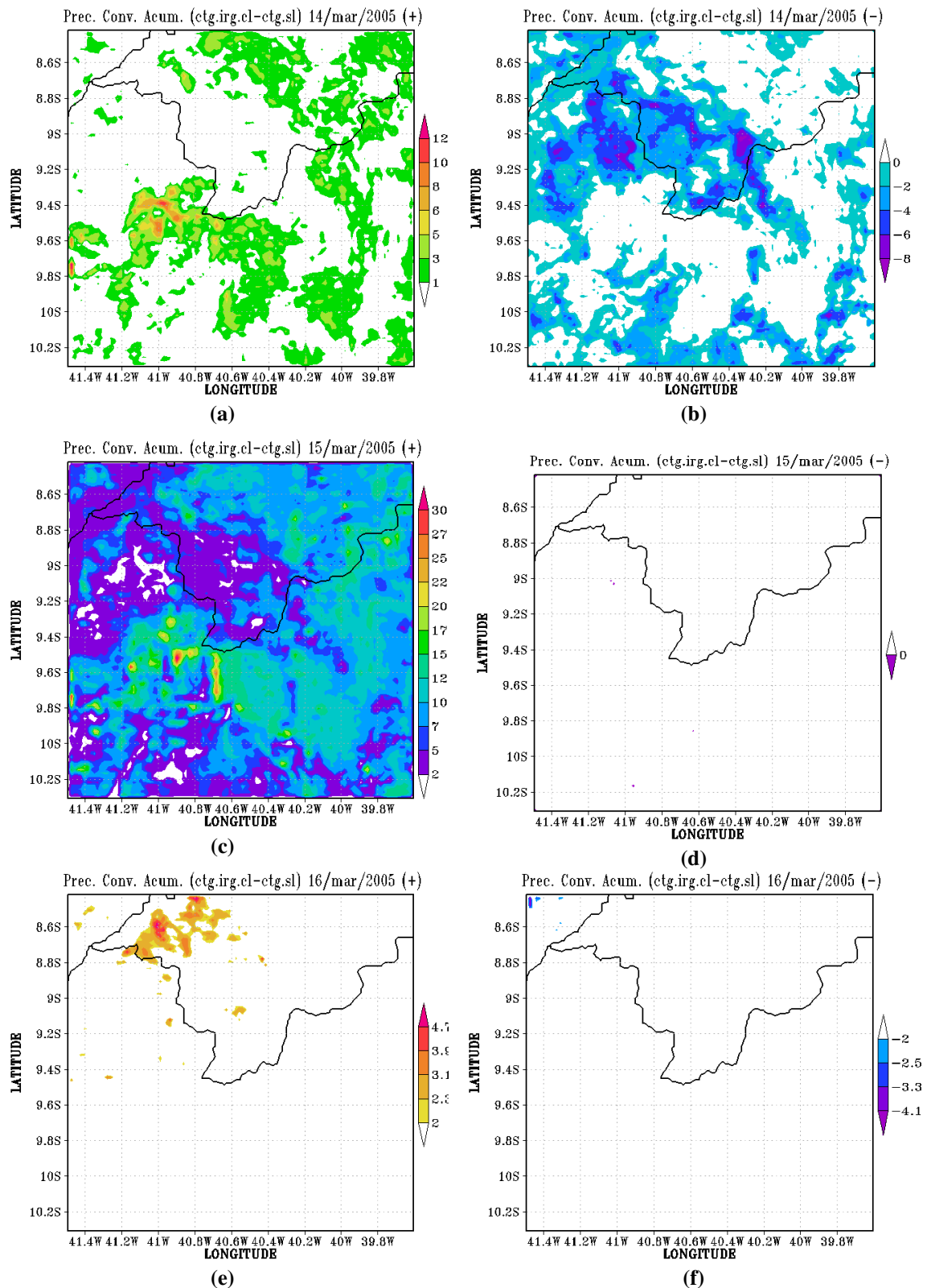


Figura 5.26: Configuração espacial da precipitação convectiva acumulada (mm) no domínio da grade 2 (resolução de 2 km) às 15:00 HL resultante da diferença entre as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl*. Áreas com aumento no total de precipitação convectiva: (a) 14 de março; (c) 15 de março e (e) 16 de março. Áreas com

redução no total da chuva convectiva: (b) 14 de março; (d) 15 de março e (f) 16 de março.

A vegetação irrigada aumenta a quantidade de vapor próximo à superfície, mas também tem o efeito de reduzir a temperatura e diminuir a atividade convectiva na região. Por outro lado, ocorre também que com o aumento no DPV a expansão da agricultura irrigada contribui para o aumento da precipitação convectiva em todo domínio numérico no dia 15 de março. Os valores mais baixos da chuva convectiva são vistos exatamente nas áreas cobertas com vegetação irrigada. O aumento na taxa de evapotranspiração eleva o teor de vapor na atmosfera, mas também contribui para a queda na temperatura do ar.

Perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação obtidos das simulações *ctg.irc.cl* e *ctg.sl* para os dias 14, 15 e 16 de março de 2005 são ilustrados na Figura 5.27.

No dia 14 de março o topo da camada de mistura (camada com $\partial\theta/\partial z=0$) está em aproximadamente 1250 m, independentemente do cenário. Este resultado é indicativo de que neste dia a profundidade da CLA é determinada pela forçante de grande escala. Por outro lado, a expansão da agricultura irrigada foi responsável por duas mudanças importantes no perfil da temperatura potencial equivalente. À superfície, o valor de θ_e aumentou de 350,8 K para 352,0 K e produziu uma redução na profundidade da camada convectivamente neutra (camada com $\partial\theta_e/\partial z=0$). Em síntese, embora a atmosfera esteja mais úmida próximo à superfície, não há alteração na atividade convectiva.

As diferenças mais evidentes entre os perfis verticais de θ , θ_e , e θ_{es} dos dois cenários são vistas no dia 15 de março. Há um aumento no teor de umidade nos baixos níveis da troposfera e uma camada de mistura mais profunda na simulação *ctg.irc.cl*. A temperatura potencial equivalente em superfície aumentou de 344,7 K para 348,9 K. Este resultado indica atividade convectiva mais intensa na CLA.

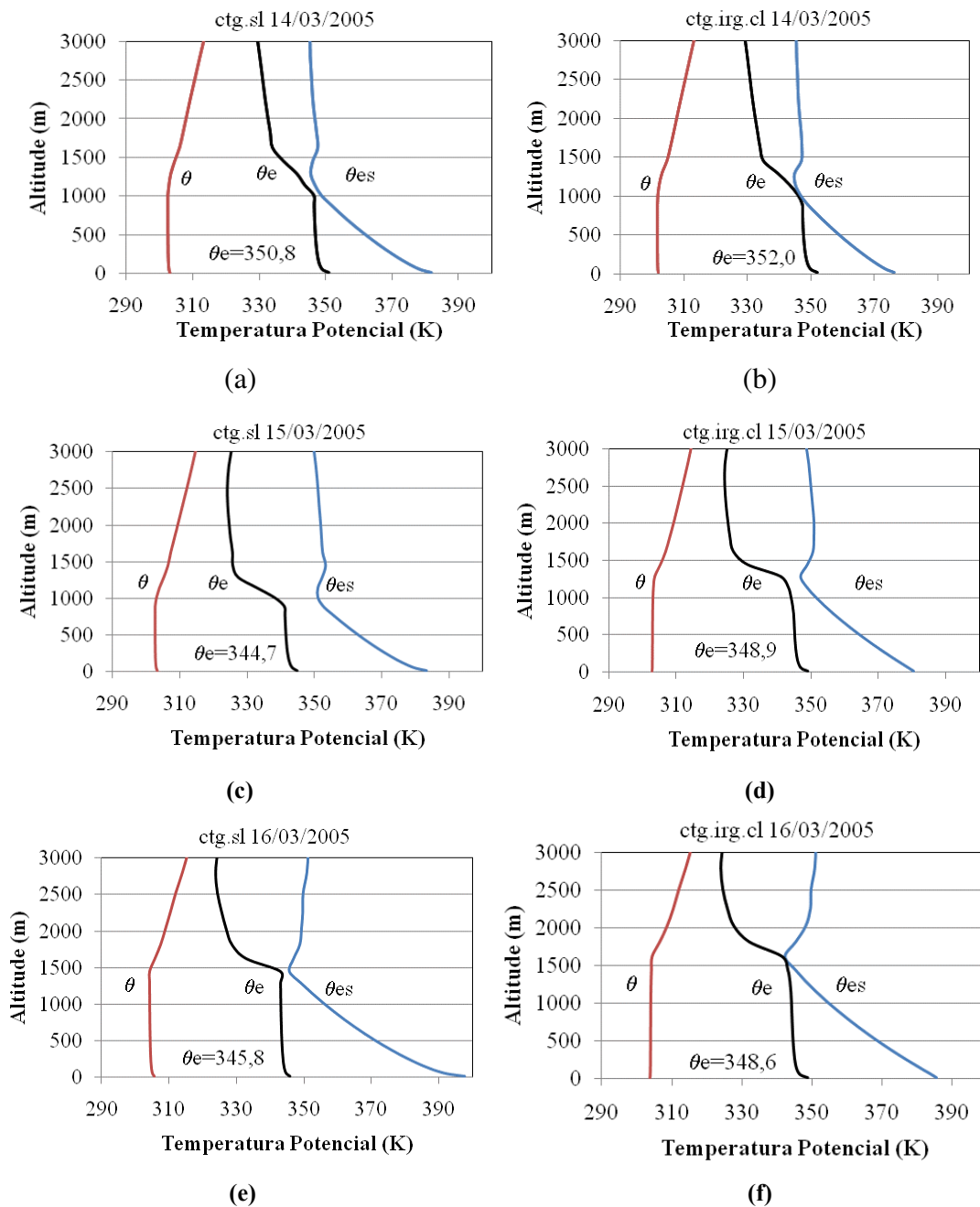


Figura 5.27: Perfis verticais das temperaturas potencial, potencial equivalente e potencial equivalente de saturação obtidos com as simulações *ctg.irg.cl* e *ctg.sl* para o dia 14, 15 e 16 de março de 2005: (a), (c) e (e) simulação *ctg.sl* e (b), (d) e (f) simulação *ctg.irg.cl*.

5.2.2.7 Influência da expansão da agricultura irrigada na variabilidade da CAPE

De forma semelhante ao que foi discutido na seção anterior para a simulação *ctg.irg.pl.cl*, a influência da expansão da agricultura irrigada na variabilidade da CAPE e da

atividade convectiva no domínio numérico da grade 2 (resolução de 2 km) foi analisada para as localidades P1, P2, P3, P4 e P5 indicadas na Figura 5.28.

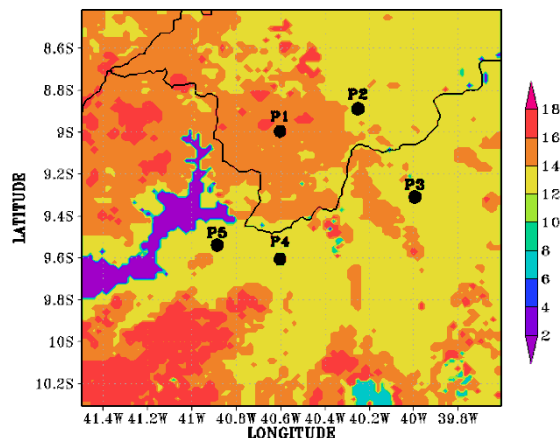
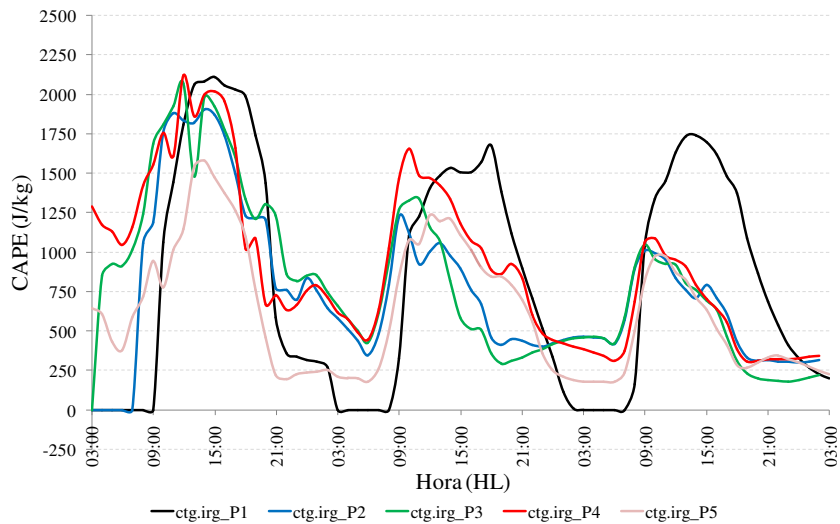


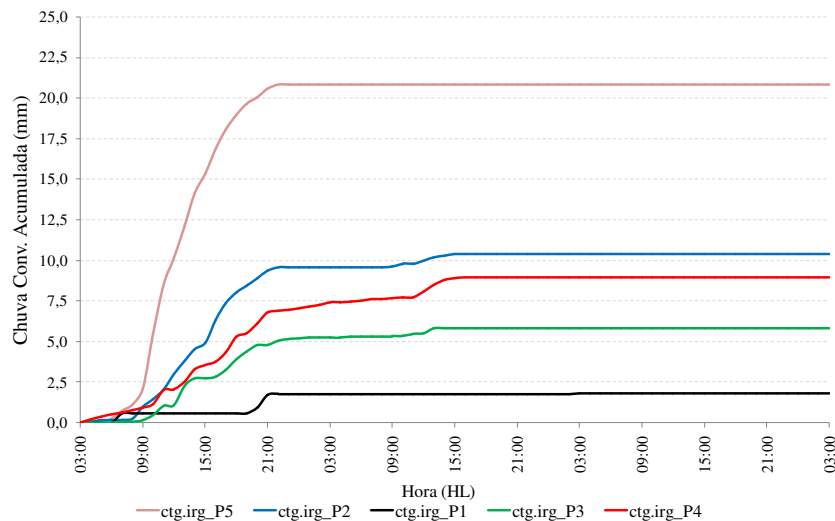
Figura 5.28: Localidades selecionadas para o cálculo da Energia potencial convectiva disponível (CAPE) e precipitação convectiva acumulada no domínio numérico do cenário *ctg.irg.cl*. A posição geográfica de cada localidade é indicada pelos pontos P1, P2, P3, P4 e P5.

Os valores mais elevados da CAPE, semelhantemente ao encontrado na simulação com plantações (*ctg.irg.pl.cl*) (Figura 5.13a), são vistos no dia 14 de março (Figura 5.29a). A grande diferença em relação à simulação da expansão da agricultura irrigada está nos valores substancialmente mais altos. A CAPE atinge o valor de 1657 J/kg às 10:00 HL do dia 15 de março no ponto P4 são os valores da CAPE obtidos para o dia 15 de março nos pontos P2, P3, P4 e P5. No cenário com plantações todos os valores são inferiores a 1000 J/kg.

As curvas da precipitação convectiva acumulada ilustradas na Figura 5.29b indicam aumento nos totais acumulados de chuva em torno das 14:00 HL do dia 15, nas localidades P2, P3 e P4, o que não é visto no cenário com plantações (Figura 5.13b). O valor máximo da precipitação convectiva acumulada é visto no P5. Resultado semelhante, porém com total relativamente mais baixo, é observado na simulação com plantações.



(a)



(b)

Figura 5.29: Evolução temporal da energia potencial convectiva disponível (CAPE): (a) e precipitação convectiva acumulada nas localidades P1, P2, P3, P4 e P5 no domínio numérico do cenário *ctg.irg.cl*. (b).

Um aspecto interessante observado na simulação da expansão da agricultura irrigada é o aumento no total da precipitação convectiva acumulada para a maioria das localidades analisadas. No entanto, valores extremamente baixos foram observados em P1, independentemente do dia. Este resultado é indicativo de que valores elevados de CAPE é uma condição necessária, porém não é suficiente para a ocorrência da precipitação convectiva. Considerando que as condições de grande escala nos dias 15 e 16 de março são desfavoráveis ao desenvolvimento de nuvens de convecção profunda, as circulações termicamente induzidas representam o mecanismo mais importante para liberação da instabilidade convectiva e ocorrência de chuva na região.

6 CONCLUSÕES

Os resultados obtidos neste estudo levaram às conclusões abaixo.

- Mudanças na cobertura e uso da terra afetam as trocas de energia e água entre a superfície e a atmosfera. Essas mudanças afetam a atividade convectiva, formação de nuvens e chuva.
- A intensidade e distribuição dos fluxos turbulentos são importantes na geração dos gradientes de pressão causadores de circulações termicamente induzidas. Após o desenvolvimento das circulações de brisa (brisa lacustre e de vegetação), o domínio nos transportes verticais de calor e água é da mesoescala.
- A evolução temporal da precipitação convectiva acumulada nas simulações da expansão agrícola em área de Caatinga mostra diferenças marcantes entre os efeitos das plantações (pastagens e agricultura de sequeiro) e da vegetação irrigada. O aumento na taxa de evapotranspiração nas áreas irrigadas eleva consideravelmente o teor de umidade nos baixos níveis da troposfera, reduz a temperatura e diminui a precipitação convectiva.
- O efeito do tipo de agricultura é importante na alteração dos fluxos turbulentos e estrutura da CLA.
- A influência do tipo de vegetação é importante na modificação e geração de circulações termicamente induzidas e na atividade convectiva da região. Entretanto, esse efeito é secundário quando comparado ao impacto produzido pela mudança no teor de umidade do solo. Por outro lado, esta conclusão não exclui a influência dos fatores de escala maior.
- Duas forçantes locais são determinantes na distribuição espacial dos fluxos turbulentos e da chuva convectiva: a topografia e a descontinuidade no teor de umidade do solo.
- O tipo de vegetação no entorno do Lago de Sobradinho tem influência na intensidade da brisa lacustre e, conseqüentemente, na extensão da área afetada pela queda na temperatura e pelo aumento no teor de umidade proporcionado pela circulação gerada com a presença do Lago.

- O aumento no DPV eleva a temperatura em superfície e contribui para o aumento da profundidade da CLA e do grau de instabilidade da atmosfera.
- Existe uma relação quase linear entre a CAPE (energia potencial convectiva disponível) e a temperatura potencial equivalente.
- Valores elevados da CAPE é uma condição necessária, mas não suficiente para a ocorrência da chuva convectiva.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, A. N. Nordeste Sertanejo: a região semi-árida mais povoada do mundo; Fragmentos de Leitura – Diversos Autores. In: AB'SABER, Aziz Nacib. Sertões e sertanejos: uma geografia humana sofrida”. **Estudos Avançados**, São Paulo, v. 1, n. 1, p. 7-68, 1987.
- AB'SÁBER; A. N. Dossiê Nordeste Seco. **Estudos Avançados**, São Paulo, ano 13, v. 36, 1993.
- ADEGOKE, J. O.; PIELKE SR., R.; CARLETON, A. M. Observational and modeling studies of the impacts of agriculture – related land use change on planetary boundary layer processes in the Central U.S. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 142, n. 2, p. 203-215, 2007.
- ADEGOKE, J. O.; PIELKE SR., R. A.; EASTEMAN, J.; MAHMOOD, R.; HUBBARD, K. G. Impact of irrigation on midsummer surface fluxes and temperature under dry synoptic conditions: a regional atmospheric model study of the U.S. high plains. **Monthly Weather Review**, v. 131, p. 556-564, 2003.
- ALPERT, P.; MANDEL, M. Wind variability- an indicator for a mesoclimate in Israel. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 25, n. 12, p. 1568-1576, 1986.
- AMARGOSA, Cáritas Diocesana: Semiárido. Disponível em: <<http://caritasdeamargosa.blogspot.com/2011/02/semiarido-mesmo-que-palavra-semiarido.html>> Acesso em: 17 jun.2011.
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 674-701, 1974.
- ASNER, G. P.; HEIDEBRECHT, K. B. Desertification alters regional ecosystem-climate interactions. **Global Change Biology**, v. 11, n. 1, p. 182-194, 2005.
- AUBINET, M.; GRELLE, A.; IBROM, A.; RANNIK, Ü; MONCRIEFF, J.; FOKEN, T.; KOWALSKI, A. S.; MARTIN, P. H.; BERBIGIER, P.; BERNHOFER, CH.; CLEMENT, R.; ELBERS, J.; GRANIER, A.; GRÜNWARD, T.; MORGENSTERN, K.; PILEGAARD, K.; REBMANN, C.; SNIJDERS, W.; VALENTINI, R.; VESALA, T. Estimates of the annual net carbon and water exchange of forests: The EUROFLUX methodology. **Advances in Ecological Research**, v. 30, p. 113-175, 1999.
- BARBOSA, D. C. A.; BARBOSA, M. C. A.; LIMA, L. C. M. Fenologia de espécies lenhosas da Caatinga. In: Ecologia e conservação da Caatinga (I. R. Leal, M. Tabarelli e J. M. C. Silva, eds.). Universidade Federal de Pernambuco, Recife, p. 657-693, 2003.
- BARBOSA, T. F.; CORREIA, M. F. Sistemas convectivos intensos no semiárido brasileiro: O controle da grande escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 395-410, 2005.
- BARNSTON, A. G.; SCHICKEDANZ, P. T. The effect of irrigation on warm season precipitation in the southern great plains. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 23, p. 865-888, 1984.
- BELTRÁN, A. B. **Using a coupled atmospheric-biospheric modeling system (GEMRAMS) to model the effects of land-use/land-cover changes on the near-surface atmosphere**. Dissertation (PhD in Philosophy)–Colorado State University, Fort Collins,

2005.

BERGENGREN, J. C.; THOMPSON, S. I.; POLLARD, D.; DeCONTO, R. M. Modeling global climate-vegetation interactions in a doubled CO₂ world. **Climate Change**, v. 50, p. 31-75, 2001.

BETTS, A. K.; ALBRECHT, B. A. Conserved variable analysis of the convective boundary layer thermodynamic structure over the tropical oceans. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 1, p. 83-99, 1987.

BETTS, A. K.; DUGAN, F. J. Empirical formula for saturation pseudoadiabats and saturation equivalent potential temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v. 12, p. 731-732, 1973.

BETTS, R. A.; COX, P. M.; LEE, S. E.; WOODWARD, F. I. Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations, **Nature**, v. 387, p. 796-799, 1997.

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, p. 1046–1053, 1980.

BONAN, G. B.; OLESON, K. W.; VERTENSTEIN, M.; LEVIS, S.; ZENG, X.; DAI, Y.; DICKINSON, R.E.; YANG, Z. L. The land surface climatology of the Community Land Model coupled to the NCAR Community Climate Model. **Journal of Climate**, v. 15, p. 3123–3149, 2002.

BOUNOUA, L.; DEFRIES, R.; COLLATZ, G. J.; SELLERS, P.; KHAN, H. Effects of land cover conversion on surface climate. **Climatic Change**, v. 52, n. 1-2, p. 29-64, 2002.

BRASIL. Agência Nacional de Águas; Fundo Mundial para o Meio Ambiente; Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente; Organização dos Estados Americanos. **Projeto de gerenciamento integrado das atividades desenvolvidas em terra na bacia do São Francisco Ana/gef/pnuma/OEA. Subprojeto 4.5c – plano decenal de recursos hídricos da bacia hidrográfica do Rio São Francisco - pbhsf (2004-2013)**. 2004b.

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. Secretaria Geral. **Projeto RADAMBRASIL**. Folhas SC.24/25 Aracaju/Recife; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 856 p., 1983.

BRASIL. Ministério do Interior. **Plano de Desenvolvimento Integrado do Vale do São Francisco**. Rio de Janeiro: Companhia de Desenvolvimento do Vale do São Francisco, v. 1, 145 p., 1977.

BRASIL. Ministério do Meio Ambiente. Programa de Ação Nacional de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca PAN-BRASIL. Ago 2004a. Disponível em: <http://www.aspan.org.br/riodbrasil/pt/documentos/PAN.pdf>.

CHARNEY, J. G.; QUIRK, W. J.; CHOW, S. H.; KORNFIELD, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, p. 1366-1385, 1977.

CHASE, T. N.; PIELKE, R. A.; KITTEL, T. G. F.; NEMANI, R. R.; RUNNING, S. W. Simulated impacts of historical land cover changes on global climate in northern winter. **Climate Dynamics**, v. 16, p. 93–105, 2000.

CHEN, C., COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 25, p. 289-321, 1983.

CLAPP, R. B.; HORNBERGER, G. M. Empirical equations for some soil hydraulic

- properties. **Water Resources Research**, v. 14, p. 601-604, 1978.
- CLARK, D. B.; XUE, Y.; HARDING, R. J.; VALDES, P. J. Modeling the impact of surface degradation on the climate of Tropical North Africa. **Journal of Climate**, v. 14, p. 1809-1822, 2001.
- COPELAND, J. H., PIELKE, R. A., KITTEL, T. G. F. Potential climate impacts of vegetation change: A regional modeling study. **Journal of Geophysical Research**, v. 101, n. D3, p. 7409-7418, 1996.
- CORREIA, M. F. **Impacto das ações antrópicas no clima do Submédio do Rio São Francisco: Um estudo numérico e observacional**. 2001. 181 f. Tese (Doutorado em Meteorologia)–Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- CORREIA, M. F.; SILVA DIAS, M. A. F. Variação do nível do reservatório de Sobradinho e seu impacto sobre o clima da região. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 8, n. 1, p. 157-168, 2003.
- CORREIA, M. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA ARAGÃO, M. R. Soil occupation and atmospheric variations over Sobradinho lake area. Part One: An observational analysis. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 94, p. 103-113, 2006a.
- CORREIA, M. F.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA ARAGÃO, M. R. Soil occupation and atmospheric variations over Sobradinho lake area. Part Two: A regional modeling study. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 94, p. 115-128, 2006b.
- COSTA, S. B. **Balances de vorticidade e energia aplicados aos vórtices ciclônicos de altos níveis atuantes no Oceano Atlântico Tropical Sul e adjacências**. 2009. 100 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.
- COTTON, W. R.; PIELKE SR., R. A.; WALKO, R. L.; LISTON, G. E.; TREMBACK, C. J.; JIANG, H.; MCANELLY, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; NICHOLLS, M. E.; CARRIO, G. G.; MCFADDEN, J. P. RAMS 2001: Current status and future directions. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 82, p. 5–29, 2003.
- CUNHA, A. P. M. A. **Calibração do “Simplified Simple Biosphere Model – SiB” para o bioma Caatinga do nordeste brasileiro**. 2007. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.
- DAMIÃO, M. C. **Um estudo das condições atmosféricas em janeiros secos e chuvosos no semiárido do Nordeste do Brasil e sua relação com a chuva em meses posteriores na região**. 1999. 158 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, 1999.
- DEARDORFF, J. W. Efficient prediction of ground surface temperature and moisture with inclusion of a layer of vegetation. **Journal of Geophysical Research**, v. 83, p. 889-1903, 1978.
- DESBOROUGH, C. E. Surface energy balance complexity in GCM land surface models. **Climate Dynamics**, v. 15, p. 389-403, 1999.
- DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. Biosphere-atmosphere transfer scheme for the NCAR Community Climate Model. NCAR Tech. Note 275+sTR, 1986.
- DICKINSON, R. E.; KENNEDY, P. J. Impacts on regional climate of Amazon deforestation. **Geophysical Research Letters**, v. 19, p. 1947-1950, 1992.
- DICKINSON, R. E.; SHAIKH, M.; BRYANT, R.; GRAUMLICH, L. Interactive canopies

- in a climate model. **Journal of Climate**, v. 11, p. 2823–2836, 1998.
- DINIZ, M. C.; CORREIA, M. F.; SILVA ARAGÃO, M. R. Convecção profunda no Submédio do Rio São Francisco: Uma avaliação das condições atmosféricas na área do aeroporto de Petrolina - PE. **Revista Brasileira de Meteorologia**, São Paulo, v. 19, n. 3, p. 273-286, dez. 2004.
- DOUGLAS, E. M.; BELTRÁN-PRZEKURAT, A.; NIVOGI, D.; PIELKE SR., R. A.; VÖRÖSMARTY, C. J. The impact of agricultural intensification and irrigation on land–atmosphere interactions and Indian monsoon precipitation - A mesoscale modeling perspective. **Global and Planetary Change**, 2009. doi:10.106/j.gloplacha.2008.12.007.
- FERREIRA, N. J., SANCHES, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Composição da Zona de Convergência do Atlântico Sul em períodos de El Niño e La Niña. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 19, n. 1, p. 89-98, 2004.
- FRANÇA, D. A. **Mudança do uso e cobertura da terra no Vale do Paraíba e vizinhança e seus impactos na circulação atmosférica local**. 2006. 139 f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006.
- FU, C. B. Potential impacts of human-induced land cover change in East Asia monsoon, **Global Planet Change**, v. 37, p. 219-229, 2003.
- GANDU, A. W.; COHEN, J. C.; SOUZA, J. R. Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high resolution model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 78, p. 123-135, 2004.
- GRAINGER, J.; BECKER, P. Root architecture and root shoot allocation of shrubs and saplings in a Bruneian heath forest. **Biotropica**, v. 33, p. 363-368, 2001.
- GUERRERO, V. V. U. **Características das circulações locais em regiões metropolitanas do Chile Central**. 2010. 118 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Universidade de São Paulo, São Paulo, 2010.
- HENDERSON-SELLERS, A.; MCGUFFIE, K. Global climate models and ‘dynamic’ vegetation changes. **Global Change Biology**, v. 1, p. 63-76, 1995.
- HENDERSON-SELLERS, A.; PITMAN, A. J.; LOVE, P. K.; IRANNEJAD, P.; CHEN, T. H. The project for intercomparison of land surface parameterization schemes (PILPS) phases 2 and 3. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 76, p. 489-503, 1995.
- HONG, X.; LEACH, M. J.; RAMAN, S. Role of vegetation in generation of mesoscale circulation. **Atmospheric Environment**, v. 29, n. 16, p. 2163-2176, 1995.
- HOUZE JR., R. A. **Cloud Dynamics**. New York: Academic Press, 1993. 573 p.
- JACKSON, R. B.; CANADELL, J. R.; EHLERINGER, J. R.; MOONEY, H. A.; SALA, O. E.; SHULZE, E. D. A global analysis of root distributions for terrestrial biomes. **O ecologia**, v. 180, p. 389-411, 1996.
- JIRAK, I. L.; COTTON, W. R. Observational analysis of the predictability of mesoscale convective systems. **Weather and Forecasting**, v. 22, n. 4, p. 813-838, 2007.
- KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K. C.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437-

471, 1996.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 6, p. 1070-1096, 1978.

KOUSKY, V. E. Diurnal rainfall variation in Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 488-498, 1980.

KOUSKY, V. E.; GAN, M. A. Upper tropospheric cyclonic vortices in the tropical South Atlantic. **Tellus**, v. 33, p. 538-551, 1981.

LEAL, I. R.; SILVA, J. M. C.; TABARELLI, M.; LACHER JR., T. E. Changing the course of biodiversity conservation in the Caatinga of Northeastern Brazil. **Conservation Biology**, v. 19, n. 3, p. 701-706, 2005.

LEAN, J.; WARRILOW, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, v. 342, p. 411-413, 1989.

LEE, T. J. The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms. **Atmospheric Science**, n. 509, Colorado State University, Fort Collins, CO, 137 p. (Disponível no Dept. of Atmospheric Science, Colorado State University), 1992.

LEVIS, S.; FOLEY, J. A.; POLLARD, D. Large scale vegetation feedbacks on a doubled CO₂ climate. **Journal of Climate**, v. 13, p. 1313-1325, 2000.

LI, W.; XUE, Y.; POCCARD, I. Numerical investigation of the impact of vegetation indices on the variability of West African summer monsoon. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 85A, p. 363-383, 2007.

LIMA, R. S. **Estudo morfo-anatômico do sistema radicular de cinco espécies arbóreas de uma área de Caatinga do município de Alagoinha-PE**. Dissertação (Mestrado)—Universidade Federal Rural de Pernambuco, Recife, 1994.

LOUIS, J. F.; TIEDTKE, M.; GELEYN, J. F. A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. In: WORKSHOP ON PLANETARY BOUNDARY LAYER PARAMETERIZATION, 1981, Shinfield Park, Reading, United Kingdom. **Proceedings...** Shinfield Park, Reading, United Kingdom: ECMWF, 1981, p. 59–80.

McCUMBER, M. C.; PIELKE, R. A. Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil layer. **Journal of Geophysical Research: Oceans**, v. 86, n. C10, p. 9929-9938, 1981.

MACHADO, L. A. T.; LAURENT, H. Características dinâmicas e termodinâmicas da convecção observadas na Amazônia durante o AMC/LBA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Meteorologia, 2000. 1 CD-ROM.

MAHFOUF, J. F.; RICHARD, E.; MASCART, P. The influence of soil and vegetation on the development of mesoscale circulations. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v. 26, p. 1483-1495, 1987.

MANABE, S. Climate and the ocean circulation: 1. The atmospheric circulation and the hydrology of the earth's surface. **Monthly Weather Review**, v. 97, p. 139-805, 1969.

MARTIN, P. Vegetation responses and feedbacks to climate: A review of models and processes. **Climate Dynamics**, v. 8, p. 201–210, 1993.

MEDINA, E. Diversity of life forms of higher plants in neotropical dry forest. In: BULLOCK, S. H.; MOONEY, H. A.; MEDINA, E. (Eds.). **Seasonally dry tropical forest**.

Cambridge: Cambridge University. Press. 1995. p. 221-242.

MIHAILOVIC, D. T.; PIELKE, R. A.; RAJKOVIC, B.; LEE, T. J.; JEFTIC, M. Resistance representation of schemes for evaporation from bare and partly plant-covered surfaces for use in atmospheric models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 32, n. 6, p. 1038-1054, 1993.

MOLINARI, L., CORSETTI, T. Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parameterization: Results of one- and three-dimensional integrations. **Monthly Weather Review**, v. 113, n. 4, p. 485-501, 1985.

NOBRE, P.; SHUKLA, J. Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the Tropical Atlantic and South America. **Journal of Climate**, v. 9, n. 10, p. 2464-2479, 1996.

OLIVEIRA, L. S. **Fluxos atmosféricos de superfície sobre uma área de ecótono na Ilha do Bananal**. 2006. 114 f. Tese (Doutorado em Meteorologia)–Universidade de São Paulo, São Paulo, 2006.

OLIVEIRA, M. B. L.; SANTOS, A. J. B.; MANZI, A. O.; ALVALÁ, R. C. S.; CORREIA, M. F.; MOURA, M. S. B. Trocas de energia e fluxo de carbono entre a vegetação de Caatinga e atmosfera no nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 21, n. 3, p. 378-386, 2006.

OLSON, J. S. Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS data center international report. Sioux Falls, SD, 37 p., 1994a.

OLSON, J. S. Global ecosystem framework-translations strategy: USGS EROS data center international report. Sioux Falls, SD, 39 p., 1994b.

OOKOUCHI, Y.; SEGAL, M.; KESSLER, R. C.; PIELKE, R. A. Evaluation of soil moisture effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 2281-2292, 1984.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 56, p. 527-530, 1975.

OTTERMAN, J.; NOVAK, M. D.; STARR, D. O. C. Turbulent heat transfer from a sparsely vegetated surface: Two-component representation. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 64, p. 409-420, 1993.

OYAMA, M. D.; NOBRE, C. A. Climatic consequences of a large-scale desertification in Northeast Brazil: A GCM simulation study. **Journal of Climate**, v. 17, n. 16, p. 3203-3213, 2004.

PACHÊCO, A. P.; FREIRE, N. C. A. Transdisciplinaridade da desertificação. **Geografia**, v. 15, n. 1, 2006.

PAES, R. A. **Alternativas para o desenvolvimento sustentável do Submédio São Francisco**. 2009. 156 f. Dissertação (Mestrado em Desenvolvimento Sustentável)–Universidade de Brasília, Brasília, 2009.

PAIXÃO, E. B. **Caracterização do vórtice ciclônico de ar superior no nordeste brasileiro**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

PARTON, W. J.; SCHIMEL, D. S.; COLE, C. V.; OJIMA, D. S. Analysis of factors controlling soil organic matter in Great Plains grasslands. **Journal of the American Society of Soil Science**, v. 51, p. 1173-1179, 1987.

- PERLIN, N., ALPERT, P. Effects of land-use modification on potential increase of convection: A numerical mesoscale study over South Israel. **Journal of Geophysical Research**, v. 106, p. 621–634, 2001.
- PIELKE, R. A. Influence of the spatial distribution of vegetation and soils on the prediction of cumulus convective rainfall. **Reviews of Geophysics**, v. 39, p. 151-177, 2001.
- PIELKE, R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. New York: Academic Press, 1974. 612 p.
- PIELKE, R. A.; AVISSAR, R. Influence of landscape structure on local and regional climate. **Landscape Ecology**, v. 4, 1990.
- PIELKE, R. A.; AVISSAR, R.; RAUPACH, M.; DOLMAN, A. J.; ZENG, X.; DENNING, S. Interactions between the atmosphere and terrestrial ecosystems: Influence on weather and climate. **Global Change Biology**, v. 4, p. 461-475, 1998.
- POLLARD, D.; THOMPSON, S. L. Use of a land-surface-transfer scheme (LSX) in a global climate model: The response to doubling stomatal resistance. **Global and Planetary Change**, v.10; p.129-161, 1995.
- RAMÍREZ, M. C. V.; KAYANO, M. T.; FERREIRA, N. J. Statistical analysis of upper tropospheric vortices in the vicinity of Northeast Brazil during the 1980-1989 period. *Atmosfera*, v. 12, p. 75-88, 1999.
- RAMOS, R. P. L. Precipitation characteristics in the Northeast Brazil dry region. **Journal of Geophysical Research**, v. 80, n. 12, p. 1665-1678, 1975.
- RAO, V. B.; BONATTI, J. P. On the origin of upper tropospheric cyclonic vortices in the South Atlantic Ocean and adjoining Brazil during the summer. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 37, p. 11-16, 1987.
- ROSOLEM, R. **O impacto do desmatamento no ciclo hidrológico: Um estudo de caso para a Rodovia Cuiabá-Santarém**. 2005. 81 f. Dissertação (Mestrado em Ecologia de Agroecossistemas)–Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz, Piracicaba, 2005.
- ROUCOU, P.; ARAGÃO, J. O. R.; HARZALLAH, A.; FONTAINE, B.; JANICOT, S. Vertical motion changes related to Northeast Brazil rainfall variability: A GCM simulation. **International Journal of Climatology**, v. 16, p. 879-891, 1996.
- SATYARMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA DIAS, P. L. South America. **Meteorological Monographs**, v. 27, 1998.
- SEGAL, M.; AVISSAR, R.; MACCUMBER, M. C.; PIELKE, R. A. Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 45, n. 16, p. 2268-2292, 1988.
- SELLERS, P. J.; BOUNOUA, L.; COLLATZ, G. J.; RANDALL, D. A.; DAZLICH, D. A.; LOS, S. O.; BERRY, J. A.; FUNG, I.; TUCKER, C. J.; FIELD, C. B.; JENSEN, T. G. Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. **Science**, v. 271, n. 5254, p. 1402-1406, 1996, doi:10.1126/science.271.5254.1402.
- SELLERS, P. J.; MINTZ, Y.; SUD, Y. C.; DALCHER, A. A Simple Biosphere Model (SiB) for use within general circulation models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 43, p. 505-531, 1986.
- SHAO, Y.; HENDERSON-SELLERS, A. Validation of soil moisture simulation in land surface parameterization schemes with HAPEX data. **Global and Planetary Change**, v. 13, p. 11-46, 1996.

- SHEN, J. Numerical modelling of the effects of vegetation and environmental conditions on the lake breeze. *Boundary-Layer Meteorology*, v. 87, p. 481-498, 1998.
- SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; ARAÚJO, H. A. Characteristics of C-Band meteorological radar echoes at Petrolina, Northeast Brazil. **International Journal of Climatology**, v. 20, p. 279-298, 2000.
- SILVA ARAGÃO, M. R.; CORREIA, M. F.; SOBRAL, Z. R. Vento à superfície e chuva em anos contrastantes no Submédio São Francisco. **Boletim Climatológico**, n. 3, p. 213-217, 1997.
- SILVA ARAGÃO, M. R.; DAMIÃO MENDES, M. C.; CAVALCANTI, I. F. A.; CORREIA, M. F. Observational study of a rainy January day in the Northeast Brazil semi-arid region: Synoptic and mesoscale characteristics. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, p. 1127-1141, 2007.
- SILVA, F. D. S.; CORREIA, M. F.; SILVA ARAGÃO, M. R.; SILVA, J. M. Convecção linearmente organizada na área de Petrolina, semiárido do Nordeste do Brasil: Aspectos em meso e grande escala. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 3, p. 292-304, 2008.
- SILVA, L. A. **A influência do vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre a precipitação do Nordeste do Brasil (NEB) e as características associadas**. 2007. 131 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)—Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2007.
- SIMIELLI, M. E. **Geoatlas**. São Paulo: Ática, 1991.
- SOBEL, T. F. **Desenvolvimento territorial nos perímetros irrigados do Submédio do Vale do São Francisco: O caso dos perímetros Nilo Coelho e Bebedouro (PE)**. 2006. 131 f. Dissertação (Mestrado em Economia)—Universidade Federal de Uberlândia, Uberlândia, 2006.
- SOGALLA, M.; KRUGER, A.; KERSCHGENS, M. Mesoscale modelling of interactions between rainfall and the land surface in West Africa. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 91, p. 211-221, 2006.
- SOUZA, D. C. **Consequências climáticas da desertificação parcial do semiárido do nordeste brasileiro**. 2009. 126 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)—Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. (INPE-16240-TDI/1555).
- SOUZA, P. P. **Estudo da atuação de um sistema de latitudes médias no semiárido do nordeste brasileiro**. 2003. 102 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)—Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2003.
- SOUZA, S. S. **Impactos climáticos regionais da mudança de vegetação no semiárido do nordeste brasileiro**. 2006. 211 f. Tese (Doutorado em Meteorologia)—Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2006. (INPE-14432-TDI/1131).
- STIVARI, S. M. S.; OLIVEIRA, A.; KARAN, H. A.; SOARES, J. Patterns of local circulation in the Itaipu Lake area: Numerical simulations of lake breeze. **Journal of Applied Meteorology**, v.42, p.37-44, 2003.
- STOLHGREN, T.J.; CHASE, T.N.; PIELKE, R.A.; KITTELS, C.F.; BARON, J.S. Evidence that local land use practices influence regional climate, vegetation, and stream flow patterns in adjacent natural areas. **Global Change Biology**, v. 4, p. 495-504, 1998.
- TAYLOR, C. A.; SAID, F.; LEBEL, T. Interactions between the land surface and mesoscale rainfall variability during HAPEX-Sahel. **Monthly Weather Review**, v. 125, p. 2211–2227,

1997.

TREMBACK, C. J.; KESSLER, R. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints. **7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction**. June 17-20. Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston, p. 355-358, 1985.

TRIPOLI, G. J.; COTTON, W. R: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. **Journal of Atmospheric Research**, v.16, p.185-220, 1982.

VIRJI, H. A preliminary study of summertime tropospheric circulation patterns over South America estimated from clouds winds. **Monthly Weather Review**, v. 109, p. 599-610, 1981.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE SR.; R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere–biophysics–hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 6, p. 931-944, 2001.

WALKO, R. L.; TREMBACK, C. J. Modifications for the transition from LEAF-2 to LEAF-3. Boulder, ATMET, LLC, ATMET Technical Note, n.1, 2005.

WALLACE, J. S.; ROBERTS, J. M.; SIVAKUMAR, M. V. K. The estimation of transpiration from sparse dry land millet using stomatal conductance and vegetation area indices. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 51, p. 35-49, 1990.

XUE, Y.; SHUKLA, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. **Journal of Climate**, v. 6, p. 2232-2245, 1993.

ZAWADZKI, I.I.; RO, C.U. Correlation between maximum rate of precipitation and mesoscale parameters. **Journal of Applied Meteorology**, v. 17, 1978.

ZHAO, M.; PITMAN, A. J.; CHASE, T. The impact of land cover change on the spheric circulation. **Climate Dynamics**, v. 17, p. 467–477, 2001.

ZHENG, X.; ELTAHIR, E. A. B. The response to deforestation and desertification in a model of West African monsoons. **Geophysical Research Letters**, v. 24, n. 2, p. 155-158, 1997.