



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA  
**INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS**

**INPE-10477-TDI/931**

**IMPACTO DA CONDIÇÃO INICIAL DE ÁGUA NO SOLO NA  
PREVISÃO DE VERÃO DA AMÉRICA DO SUL**

Luiz Antonio Candido

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.  
Antônio Ocimar Manzi e Manoel Alonso Gan, aprovada em 04 de outubro de 2002.

551.509(8)

CANDIDO, L. A.

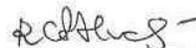
Impacto da condição inicial de água no solo na  
previsão de verão da América do Sul / L. A. Candido. – São  
José dos Campos: INPE, 2002.

224p. – (INPE-10477-TDI/931).

1.Umidade do solo. 2.Interações continente-atmosfera. 3.Previsão de tempo. 4.retro-alimentação. 5.Modelo superfície continental. 6.Previsão sazonal. I.Título.

Aprovado pela Banca Examinadora em cumprimento a requisito exigido para a obtenção do Título de **Doutor** em **Meteorologia**.

Dr<sup>a</sup> Regina Célia dos Santos Alvalá



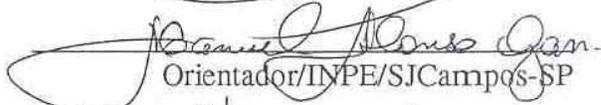
Presidente/INPE/SJCampos-SP

Dr. Antonio Ocimar Manzi



Orientador/INPE/CPau lista-SP

Dr. Manoel Alonso Gan



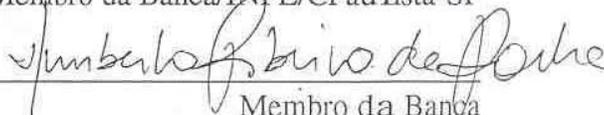
Orientador/INPE/SJCampos-SP

Dr<sup>a</sup> Chou Sin Chan



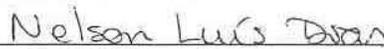
Membro da Banca/INPE/CPau lista-SP

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha



Membro da Banca  
Convidado IAG/USP/São Paulo-SP

Dr. Nelson Luís da Costa Dias



Membro da Banca  
Convidado SIMEPAR/Curitiba-PR

Candidato (a): Luiz Antonio Candido

São José dos Campos, 15 de outubro de 2002.



***Gostava tanto de você***

*“Não sei porque você se foi  
Quanta saudade eu senti  
E de tristeza vou viver,  
E aquele adeus não pude dar  
Você marcou em minha vida,  
Viveu, morreu na minha história  
Chego a ter medo do futuro  
E da solidão, que em minha porta bate  
E eu gostava tanto de você,  
Gostava tanto de você!  
Eu corro, fujo desta sombra,  
Em sonho vejo este passado,  
E na parede do meu quarto  
Ainda está o seu retrato  
Não quero ver, pra não lembrar,  
Pensei até em me mudar,  
Lugar qualquer que não exista  
O pensamento em você  
E eu gostava tanto de você,  
Gostava tanto de você!”*

autor: Edson Trindade

*Este trabalho e esta poesia são dedicados ao meu pai Lourenço (in memória –  
07/09/1942 a 22/02/2002) minha maior saudade, e também a minha filha Ana Flavia  
minha maior alegria.*



## AGRADECIMENTOS

Ao Dr. Antônio Ocimar Manzi e Dr. Manoel Alonso Gan pela orientação e amizade.

Aos membros da banca examinadora pela predisposição em analisar este trabalho, pelas críticas e sugestões fornecidas.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão da bolsa de estudo.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC pelo incentivo e apoio estrutural, sem os quais este trabalho não poderia ser feito.

A Dra. Chou Sin Chan pelo apoio concedido através do projeto “Processos Físicos em Modelos Regionais e Melhoria na Qualidade das Previsões de Tempo na América do Sul”, financiado pela FAPESP sob número 1997/11007-1.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo apoio acadêmico.

Aos amigos Marcos Oyama, Maria Elisa, Júlio Tota e Rita Valéria pelas imprescindíveis discussões relacionadas ao tema da tese.

Aos amigos Paulo Kubota, Adma Raia e Carlos Renato pelo apoio no desenvolvimento deste trabalho, e aos colegas do curso de pós-graduação em Meteorologia pela amizade.

À minha esposa Neves pelo apoio e compreensão em todos os instantes.

Aos meus pais e irmãos que mesmo distantes foram grandes incentivadores nesta jornada.



## RESUMO

O objetivo deste trabalho foi avaliar o impacto da condição inicial de água no solo nas previsões de verão da América do Sul. O modelo regional Eta acoplado ao esquema de superfície SSiB foi utilizado na realização dos experimentos. Três grupos de experimentos foram considerados em integrações de 3 meses, todas inicializadas com o estado da atmosfera observado no início de dezembro de 1996. No primeiro grupo, dois conjuntos de experimentos foram realizados: no caso controle a condição inicial de água no solo foi climatológica; no caso de sensibilidade, denominado “realista”, a umidade do solo para a inicialização do SSiB foi obtida de um modelo hidrológico. Os resultados da validação do modelo mostram o seu bom desempenho na previsão da precipitação do verão 96/97. Em termos quantitativos o modelo subestima a chuva na Amazônia, enquanto que nas outras regiões os resultados são mais próximos das observações. Com relação à inicialização da água no solo a partir do modelo hidrológico, a resposta foi dependente da região e mostrou-se um pouco melhor sobre a Amazônia e Nordeste. Na região central o índice de correlação foi reduzido em relação ao caso controle. O grau em que a inicialização da umidade do solo melhorou a previsão da precipitação, relativo às observações, foi variado e refletiu a importância e a necessidade para o aprimoramento da parametrização da água no solo nos esquemas de superfície. No segundo grupo de experimentos, denominado de “extremos”, foram consideradas duas condições de inicialização da água no solo: úmida e seca. O maior impacto da mudança na umidade do solo nesses casos foi no balanço de radiação e energia à superfície pela modificação da partição da energia disponível. A alteração destes balanços foi repassada à atmosfera através da variação do perfil de temperatura e umidade até cerca de 700 hPa, e influenciou a condição de instabilidade do ar. O forte gradiente horizontal de umidade do solo entre a costa norte da América do Sul e o interior do continente contribuiu para que a precipitação neste setor fosse intensificada no caso úmido, e enfraquecida no caso seco. No balanço de umidade atmosférico a maior variação do fluxo de convergência de umidade foi sobre a Amazônia no caso seco. A alteração da circulação foi resultado da modificação da instabilidade atmosférica verificada pela modificação da distribuição vertical da energia estática úmida. No terceiro grupo de experimentos, as mesmas condições de água no solo (climatologia, úmida e seca) foram adotadas. Contudo, a análise foi realizada para um evento específico de Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) ocorrido em 01/97. Os resultados mostram que o aumento da umidade do solo contribuiu para a intensificação do escoamento de baixos níveis dirigido para a zona de convergência. No caso seco, este fluxo que transporta umidade da Amazônia para a região subtropical foi enfraquecido, e o transporte de umidade foi dirigido para o setor sul da América do Sul.



## **IMPACT OF THE INITIAL SOIL WATER CONDITION IN THE SUMMER FORECAST OF THE SOUTH AMERICA**

### **ABSTRACT**

The objective of this work was to evaluate the impact of the initial soil water condition in the summer forecasts of the South America. The regional Eta model coupled to the land surface scheme SSiB was used in the accomplishment of the experiments. Three groups of experiments had been considered in integration of 3 months, all initialized with the observed atmosphere condition in the beginning of December of 1996. In the first group, two sets of experiments had been carried. In the control case, the initial soil water condition was the climatology. In the sensitivity case, called "realist", the soil moisture used for the initialization of the SSiB was gotten of a hydrologic model. The results of the validation of the model show its good performance in the forecast of the precipitation of summer 96/97. In quantitative terms the model underestimation rain in the Amazon, while that in the other regions the results are in agree to the observations. With regard to initialization of the soil water from a hydrologic model, the result was depending on the region. The better's results were observed in Amazon and Northeast regions. In the central region the correlation index was reduced in relation to the control case. The degree for which the initialization of the soil water improves the forecast of precipitation, relative to the observations, is varied and reflects the importance and the necessity for the improvement of the parameterization of the soil water in the surface schemes. In the second group of experiments, called of "extremes cases", two conditions of initialization of the soil water had been considered: moist and dry. The biggest impact of the change in the soil moisture in these cases was in the budge of radiation and energy to the surface through modification of the partition of the available energy. The alteration of these budes was passed to the atmosphere through the variation of the profile of temperature and humidity until about 700 hPa, and influencing in the condition of instability of air. The strong gradient of the soil water between the coast north of the South America and the inward of the continent contributed so that the precipitation in this sector was intensified in the moist case and weakened in the dry case. In the atmospheric budge of humidity the biggest variation of the flux of humidity convergence was on the Amazon, where the convergence in low levels in the moist case was intensified in the dry case. In average levels the convergence of the moist case gave to bind to one strong divergence of the flux of humidity in the dry case. The alteration of the circulation was resulted of the modification of the atmospheric instability verified by the change of the vertical distribution of the moist static energy. In the third group of experiments, the same soil water conditions (climatology, moist and dry) had been adopted. However, the analysis was carried for a specific event of the South Atlantic Convergence Zone (SACZ). The results show that the increase of the soil moisture contributes for the intensification of the draining of low levels directed for the convergence zone. In the dry case, this flux that it carries humidity of the Amazon for the subtropical region was weakened, and the humidity carrier was directed for the south sector of the South America.



## SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
<b>CAPÍTULO-1: INTRODUÇÃO</b>	33
<b>CAPÍTULO-2: ESQUEMAS DE SUPERFÍCIE E SENSIBILIDADE CLIMÁTICA À CONDIÇÃO HÍDRICA DO SOLO</b>	41
2.1 Desenvolvimento dos Modelos de Superfície Continental	41
2.2 Processos da Superfície Continental	44
2.2.1 Evaporação e Interceptação do Dossel	49
2.2.2 Evaporação do Solo	50
2.2.3 Relação entre os Balanços Hídrico, Radiativo e de Energia à Superfície	50
i) Balanço de Radiação	50
ii) Balanço de Energia	51
iii) Balanço Hídrico	51
2.3 Estudos de Sensibilidade	52
2.3.1 Modelos Simples	52
2.3.2 Modelos de Biosfera	55
2.4 Umidade do Solo e Previsibilidade	58
<b>CAPÍTULO-3: MODELOS E EXPERIMENTOS NUMÉRICOS</b>	63
3.1 Modelo Eta	63
3.1.1 Estrutura	63
3.1.1.1 Coordenada Vertical	63
3.1.1.2 Grade Horizontal	65
3.1.1.3 Topografia	66
3.1.2 Condições Iniciais e de Contorno	67
3.1.3 Dinâmica	67
3.1.4 Parametrizações Físicas	67
3.1.4.1 Difusão Vertical Turbulenta	67
3.1.4.2 Radiação	70
3.1.4.3 Esquema de Convecção	70
3.2 Modelo “Simplified SiB”	71
3.2.1 Parâmetros dos Biomas	71
3.2.2 Estrutura do Modelo SSiB	72
3.2.3 Condições de Contorno Atmosféricas	72
3.2.4 Equações Prognósticas	72
3.2.5 Fluxo de Calor Sensível	75
3.2.6 Fluxo de Calor no Solo	75
3.2.7 Evaporação e Interceptação da Precipitação	75
3.2.8 Difusão da Água no Solo	77
3.2.9 Transferência Radiativa no Dossel	78

3.3 Modelo de Balanço Hídrico .....	79
3.3.1 Dados Climáticos .....	80
3.3.1.1 Radiação .....	80
3.3.1.2 Precipitação, Temperatura e Umidade Atmosférica .....	80
3.3.2 Descrição do Modelo .....	81
3.3.2.1 Cálculo da Evapotranspiração Potencial .....	81
3.3.2.2 Equação de Penman-Monteith .....	82
3.3.2.3 Cálculo da Evapotranspiração Real .....	84
3.3.2.4 Cálculo do Escorrimento Total .....	86
3.3.2.5 Cálculo da Energia Disponível à Superfície .....	87
3.3.2.6 Capacidade de Armazenamento de Água no Solo .....	88
3.4 Mapa de Solos .....	90
3.4.1 Funções de Pedo-Transferência .....	90
3.4.2 Propriedades Hidráulicas do Solo .....	91
3.4.3 Classes de Textura .....	93
3.4.4 Mapa de Textura do Solo .....	93
3.5 Mapa de Vegetação .....	98
3.6 Configuração do Modelo Eta-SSiB de 40 km .....	99
3.7 Preparação dos Campos Fíxos .....	99
3.7.1 Vegetação .....	99
3.7.2 Solos .....	101
3.8 Experimentos Numéricos .....	105
3.8.1 Longo Prazo .....	105
3.8.1.1 Experimentos Numéricos - I: melhoramento da condição inicial de água no solo .....	105
3.8.1.2 Experimentos Numéricos - II: condições extremas de inicialização da água no solo .....	106
3.8.3 Médio Prazo .....	107
3.8.3.1 Experimentos Numéricos III: estudo de caso .....	107
3.9 Condição de Contorno sobre o Oceano .....	108
3.9.1 Padrão da Temperatura da Superfície do Mar .....	108
3.9.2 Atualização da TSM .....	109
<b>CAPÍTULO-4: TESTE DE SENSIBILIDADE AO TIPO DE SOLO .....</b>	<b>111</b>
4.1 Experimentos Numéricos.....	111
4.2 Sensibilidade da Umidade do Solo .....	112
4.3 Sensibilidade da Temperatura da Superfície .....	113
4.4 Sensibilidade dos Fluxos de Calor Sensível e Latente à Superfície, Umidade Específica e Precipitação.....	115
<b>CAPÍTULO-5: VALIDAÇÃO DO MODELO Eta-SSiB E IMPACTO DA CONDIÇÃO INICIAL DE ÁGUA NO SOLO NA PREVISÃO DE VERÃO .....</b>	<b>119</b>
5.1 Validação da Simulação de Controle .....	119
5.2 Avaliação Sazonal da Precipitação .....	123
5.3 Condições Iniciais de Água no Solo .....	125

5.3.1 Experimento I: caso realista .....	125
5.3.2 Experimento II: condições extremas .....	127
5.4 Experimento I: caso realista .....	128
5.4.1 Sensibilidade à Inicialização da Umidade do Solo .....	128
5.4.2 Impacto na Estrutura Vertical da Atmosfera .....	130
a) Temperatura e Umidade Específica .....	130
b) Divergência do Fluxo de Umidade .....	132
c) Vento Zonal e Meridional .....	133
5.5 Experimento II: condições extremas .....	134
5.5.1 Temperatura da Superfície e Pressão à Superfície .....	134
5.5.2 Fluxo de Umidade Integrado na Coluna Atmosférica .....	136
5.5.3 Divergência do Fluxo de Umidade Regional .....	137
5.5.4 Precipitação .....	140
5.6 Evolução Temporal da Umidade do Solo .....	143
5.7 Persistência da Umidade do Solo .....	146
5.8 Spin-up da Água no Solo .....	148
5.9 Balanço de Radiação e Energia .....	149
5.10 Análise Temporal do Balanço de Radiação e Energia .....	153
5.11 Energia Estática Úmida .....	161
5.12 Balanço de Umidade na Atmosfera .....	165
5.12.1 Floresta tropical .....	166
5.12.2 Savana .....	168
5.12.3 Caatinga .....	170
5.13 Mecanismos de Reciclagem da Umidade Atmosférica .....	172
<b>CAPÍTULO-6: ESTUDO DE UM CASO DE ZONA DE CONVERGÊNCIA</b> <b>DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS) .....</b>	<b>179</b>
6.1 Análise Sinótica .....	181
6.2 Sensibilidade à Condição Hídrica do Solo .....	186
6.2.1 Inicialização da Umidade do Solo .....	186
6.2.2 Escoamento Meridional .....	186
6.2.3 Escoamento Zonal .....	187
6.2.4 Campos de Vento e Divergência Horizontal em Baixos Níveis .....	189
6.2.5 Balanço Regional de Umidade na Atmosfera .....	192
6.2.6 Análise dos Campos de Precipitação .....	196
6.2.7 Energia Estática Úmida .....	198
<b>CAPÍTULO-7: CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS .....</b>	<b>203</b>
7.1 Mapas de Solos e de Vegetação .....	203
7.2 Teste de Sensibilidade às Mudanças no Tipo de Solo .....	204
7.3 Validação do Modelo Eta-SSiB .....	204
7.4 Sensibilidade à Inicialização da Umidade do Solo .....	205
7.5 Estudo de um Caso de ZCAS .....	208
7.6 Considerações Finais .....	209
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>211</b>
<b>APÊNDICE -A .....</b>	<b>223</b>



## LISTA DE FIGURAS

1.1: Relação entre a climatologia de água disponível no solo (mm) (W85) e o grau de saturação do solo (WSiB) para os biomas: floresta tropical, savana e caatinga... ..	37
2.1: Estimativa do ciclo hidrológico global (Chahine, 1992). A unidade nos reservatórios de água é em $10^{15}$ kg; e a unidade dos fluxos de água é em $10^{15}$ kg/ano.....	47
2.2: Esquema ilustrando a interação entre a hidrologia do solo e a atmosfera.....	48
2.3: Perfis de água no solo obtidos através de um modelo com diferentes números de camadas (3, 10 e 30), e considerando um solo de textura média... ..	61
3.1: Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo Eta com 38 níveis. No lado esquerdo estão os níveis atmosféricos padrões e no direito a espessura de cada camada (em hPa) ..	64
3.2: Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (H) e de velocidade (V). ..	65
3.3: Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta. ....	66
3.4: Variação de $f_w$ em função do grau de saturação do solo. ....	85
3.5: Variação de $f_v$ em função do déficit de pressão de vapor d’água na atmosfera.. .	86
3.6: Relação entre o escoamento total e o grau de saturação do solo juntamente com a função ajustada. ....	87

3.7: Relação obtida entre o saldo de radiação à superfície e a temperatura do ar, juntamente com a função ajustada.. .....	88
3.8: Representação das classes de textura do solo em termos das frações de areia e argila (triângulo de textura).....	93
3.9: Mapa de unidades climáticas do Brasil.. .....	96
3.10: Esquema de combinação de informações pontuais e de mapas para transformação de mapas temáticos em variáveis contínuas.....	97
3.11: Mapa de vegetação da América do Sul utilizado no modelo Eta-SSiB na resolução de 40 km.. .....	101
3.12: Mapa de solos da América do Sul utilizado no modelo Eta-SSiB na resolução de 40 km.. .....	103
3.13: Triângulo de textura resultante das frações de argila, areia e silte amostrados nos perfis de solos utilizados neste trabalho.. .....	104
3.14: Série temporal das anomalias de TSM na região NINO3+4 no período de janeiro de 1995 a dezembro de 1999... .....	109
4.1: Mapa de textura do solo do caso controle (MC). .....	112
4.2: Diferenças dos campos médios mensais de (a) grau de saturação na zona de raízes (%) e (b) temperatura da superfície (K), entre os experimentos MS e MC... .....	114
4.3: Diferenças dos campos médios mensais de: (a) fluxo de calor latente ( $W/m^2$ ) e (b) fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ) entre os experimentos MS e MC.. .....	115

4.4: Diferenças dos campos médios mensais de: (a) umidade específica à superfície (g/kg) e (b) precipitação (mm), entre os experimentos MS e MC... ..	116
4.5: Variação do fator de estresse devido água no solo em função do logaritmo do potencial de água na zona de raízes para os biomas floresta, savana e caatinga.... ..	117
4.6: Variação do logaritmo do potencial de água na zona de raízes em função do grau de saturação do solo para solos de textura grossa, média e fina..... ..	118
5.1: Setores mostrando as áreas de floresta, caatinga e savana para avaliação do modelo Eta-SSiB..... ..	120
5.2: Totais diários de precipitação (mm) do experimento controle (Modelo) e observação (Obs). São também mostradas as médias móvel de 5 elementos. (a) floresta (0-10°S; 54-70°W), (b) caatinga (5-10°S; 36-42°W) e (c) savana (10-24°S; 43-53°W)..... ..	122
5.3: Anomalia média de precipitação (mm/dia) para o período de dezembro de 1996 a fevereiro de 1997..... ..	123
5.4: Campos médios de precipitação (mm/dia) para os três meses de simulação: (a) observado (Xie e Arkin, 1997) e (b) simulado (controle).. ..	125
5.5: Grau de saturação do solo gerado pelo modelo hidrológico (a) e a diferença em relação a climatologia utilizada no experimento controle (b).. ..	126
5.6: Diferença entre a condição inicial de água no solo do caso controle (grau de saturação - %) e as utilizadas nos experimentos úmido (a) e seco (b)..... ..	128

5.7: Totais diários de precipitação (mm) do experimento de sensibilidade (Modelo) e da observação (Obs). As médias móvel de 5 elementos são também mostradas. (a) floresta (0-10°S; 54-70°W), (b) caatinga (5-10°S; 36-42°W) e (c) savana (10-24°S; 43-50°W).....	129
5.8: Perfis de diferenças de temperatura do ar (esquerda) e umidade específica (direita) entre os casos de sensibilidade (S1, S2, e S3) e de controle (C1, C2, C3), e também de suas médias (S e C). Unidades são de K e g/kg, respectivamente.....	131
5.9: Perfil de divergência do fluxo umidade ( $10^8 \text{ s}^{-1}$ ) médio na área de 10 a 20°S e 43 a 55°W, para os casos de sensibilidade (SEN) e de controle (CON).....	132
5.10: Perfis de diferença do vento meridional (a) e zonal (b) (m/s), entre os membros do experimento de sensibilidade (S1, S2, e S3) e de controle (C1, C2, C3), e também entre suas médias (S e C).....	133
5.11: Diferenças dos campos médios de temperatura da superfície (a) e pressão à superfície (b) entre os experimentos úmido e controle (unidades: K e hPa). .....	135
5.12: Diferenças dos campos médios de temperatura da superfície (a) e pressão à superfície (b) entre os experimentos seco e controle (unidades: K e hPa).. .....	135
5.13: Fluxo de umidade integrado verticalmente em toda coluna atmosférica (kg/m/s) para os experimentos úmido (a) e seco (b). .....	137
5.14: Divergência do fluxo de umidade ( $10^8 \text{ s}^{-1}$ ) médio nas áreas de (a) floresta, (b) caatinga e (c) savana para os experimentos controle, úmido e seco.. .....	140
5.15: Campos médios de anomalias de precipitação para os três meses de simulação: (a) úmido-controle e (b) seco-controle. Unidades em mm/dia.. .....	142

5.16: Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes, para os experimentos úmido, seco e controle, sobre uma área de floresta.....	144
5.17: Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes para os experimentos úmido, seco e controle sobre uma área de savana.....	145
5.18: Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes para os experimentos úmido, seco e controle, sobre uma área de caatinga..	146
5.19: Função de autocorrelação da umidade do solo para 0, 10, 20, 30 e 40 dias na camada superficial e de raízes. Os símbolos em negrito é para condição úmida e transparente para a seca. As áreas são floresta tropical (a), caatinga (b) e savana (c).....	147
5.20: Evolução temporal das variáveis: (a) saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e saldo de radiação de ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) fluxos de calor sensível (H), latente ( $\lambda E$ ) e do solo (G); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido, controle e seco considerando uma área de floresta. Unidades em $W/m^2$ , K e g/kg.....	156
5.21: Evolução temporal de: (a) diferenças de saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) diferenças dos fluxos de calor sensível (H), latente ( $\lambda E$ ) e calor do solo (G); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido (U), controle (C) e seco (S), para a área de caatinga.....	158

5.22: Evolução temporal das variáveis: (a) saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e saldo de radiação de ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) fluxos de calor sensível ( $H$ ), latente ( $\lambda E$ ) e do solo ( $G$ ); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido, controle e seco considerando uma área de savana. Unidades em $W/m^2$ , K e g/kg.....	160
5.23: Perfil médio de EEU (kJ/kg) para os experimentos seco e úmido sobre as áreas de (a) floresta e (b) savana.....	164
5.24: Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de floresta para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. As componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente ( $-DivQ$ ), em unidades de mm/dia... ..	167
5.25: Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de savana para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. As componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente ( $-DivQ$ ), em unidades de mm/dia. ....	169
5.26: Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de caatinga para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. Os componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente ( $-DivQ$ ), em unidades de mm/dia. ....	171
5.27: Domínios de avaliação da reciclagem da precipitação ( $R_1$ , $R_2$ , $R_3$ e $R_4$ ).....	174

5.28: Variação da precipitação associada aos experimentos seco e úmido em relação ao controle para as quatro regiões selecionadas. As barras escuras correspondem ao valor da variação de P atribuída ao efeito direto e a barra pontilha ao efeito indireto...	177
6.1: Campos médios da circulação em altos níveis (200 hPa – linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - hachuriado) para o período de ZCAS (análise).....	182
6.2: Seqüência de imagens do infravermelho do satélite GOES-8 às 17:45 UTC durante a ocorrência deste caso de ZCAS (18 a 29 de janeiro de 1997). ....	183
6.3: Campo médio da circulação em altos níveis (200 hPa – linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - hachuriado) para o período de ZCAS. (experimento controle). ....	184
6.4: Composição do campo de circulação em 200 hPa (contorno) e ROLE (hachuriado) para (a) períodos de ZCAS intensa e (b) fraca. (Fonte: Vera 2001). ....	185
6.5: Campos médios de altura geopotencial (isolinhas) e umidade específica (hachuriado) em 500 hPa para a simulação de controle.. ....	186
6.6: Seção latitudinal do vento meridional médio centrado em 15 °S, para os casos (a) controle, (b) úmido e (c) seco. Unidades em m/s. A área hachuriada indica a topografia. ....	188
6.7: Seção longitudinal do vento zonal médio centrado em 60° W para os casos (a) controle, (b) úmido e (c) seco. Unidades em m/s. A área hachuriada indica a topografia. ....	189

6.8: Campos médios de vento horizontal (vetor) e divergência (hachuriado) em 900 hPa para os casos (a) controle, (b) úmido, e (c) seco.....	191
6.9: Fluxos de umidade integrados verticalmente de 1000 a 100 hPa para os casos: a) controle, b) úmido e c) seco. As setas indicam o fluxo integrado atravessando as faces A (norte), B (sul), C (oeste) e D (leste) de cada setor: R1, R2, R3, R4 e R5. Em unidade de $10^8$ kg/s. ....	195
6.10: Características dos fluxos de umidade integrados verticalmente para as diferentes condições de umidade do solo para este caso de ZCAS. a) úmido e b) seco. ....	196
6.11: Campos médios de precipitação do período de ZCAS. a) observado e b) simulado (controle). ....	197
6.12: Campos médios de precipitação do período de ZCAS. a) caso úmido; e b) caso seco. ....	198
6.13: Corte mostrando seção transversal onde foram obtidos os perfis da componentes da energia estática úmida. ....	199
6.14: Perfis de IE, EL, EP e EEU para a região de localização da ZCAS. Diferenças entres os casos úmido e seco em relação ao controle. Unidade de kJ/kg. ....	200

## LISTA DE TABELAS

1.1: Estimativa da água armazenada no ciclo hidrológico e tempo de residência ao longo dos vários componentes climáticos. ....	33
3.2: Valores dos conteúdos volumétricos de água no solo típicos para as condições de capacidade de campo (cc) e ponto de murcha (pm) para as 12 classes de textura (ver Tabela 3.4). ....	89
3.3: Parâmetros hidráulicos do solo para as classes de textura .....	91
3.4: Nomes das classes de textura. ....	92
3.5: Escala internacional de Attenberg. ....	92
3.6: Grupos de solos do MSB, nomes, total e porcentagem da área ocupada no território nacional. ....	96
3.7: Porcentagem de concordância e discordância para cima e para baixo, do mapa de solos de Reynolds <i>et al.</i> (1999) em relação ao obtido neste trabalho. ....	103
3.8: Experimentos numéricos de longo prazo - I. ....	106
3.9: Experimentos numéricos de longo prazo - II. ....	107
3.10: Experimentos numéricos de médio prazo. ....	108
5.1: Valores médios das componentes do balanço de radiação e energia para DJF dos experimentos controle, úmido e seco e as respectivas diferenças. ....	153

5.2: Fração de reciclagem e eficiência da precipitação, e porcentagens de variação da precipitação explicada pelos efeitos direto e indireto, associados às diferentes condições de umidade do solo. ....	176
6.1: Saldo do fluxo de umidade integrado verticalmente por camada e total, para as áreas R1,R2, R3, R4 e R5, em unidades de $10^8$ kg/s.. ....	194

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolo	Significado	Unidades
$\hat{\alpha}$	Ângulo de inclinação para o escoamento profundo	grau
$\ell$	Escalar de comprimento	m
$\gamma$	Parâmetro psicométrico	
$\Delta$	Inclinação da curva de saturação do vapor d'água	mb/K
$\lambda$	Calor Latente de vaporização	J kg <sup>-1</sup>
$\theta$	Temperatura potencial	K
$\rho$	Massa específica do ar	kg m <sup>-3</sup>
$\eta$	Coordenada vertical eta	
$\varepsilon$	Termo de dissipação	
$\varepsilon_b$	Termo de flutuabilidade térmica	
$\theta_{cc}$	Conteúdo de água no solo na capacidade de campo	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$\lambda E$	Fluxo de calor latente à superfície	Wm <sup>-2</sup>
$\theta_i$	Conteúdo de água na i-ésima camada de solo	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$\Psi_i$	Potencial matricial à saturação, e em cada camada	m
$\theta_{lmh}$	Temperatura potencial no nível inferior do modelo	K
$\theta_{pm}$	Conteúdo de água no solo no ponto de murcha	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$\theta_s$	Conteúdo de água no solo à saturação (porosidade)	m <sup>3</sup> m <sup>-3</sup>
$\varepsilon_s$	Termo de cisalhamento	
$\Psi_s$	Potencial de água no solo à saturação	m
$\rho_w$	Massa específica da água	kg m <sup>-3</sup>
B	Expoente de Clapp e Hornberger	-
$C_c$	Capacidade calorífica volumétrica do dossel	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
$C_{gs}$	Capacidade calorífica volumétrica do solo	J m <sup>-3</sup> K <sup>-1</sup>
$c_p$	Calor específico do ar seco à pressão constante	J kg <sup>-1</sup> K <sup>-1</sup>
d	Profundidade das raízes	m
$D_i$	Profundidade da i-ésima camada de solo	m
E	Evaporação	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>
e	Energia cinética turbulenta	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
$E_c$	Evaporação do dossel	kg m <sup>-2</sup> s <sup>-1</sup>

$E_{gs}$	Evaporação do solo nu	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$E_p$	Evaporação potencial	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$e_s/e_a$	Pressão de vapor no ar saturado/não-saturado	hPa
$ET_p$	Evapotranspiração potencial	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$f_v$	Fator de estresse devido ao déficit de pressão de vapor	-
$f_w$	Fator de estresse devido a água no solo	-
$g$	Aceleração da gravidade	$\text{m s}^{-2}$
$G$	Fluxo de calor no solo	$\text{Wm}^{-2}$
$H$	Fluxo de calor sensível à superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$H_c$	Fluxo de calor sensível à superfície sobre o dossel	$\text{Wm}^{-2}$
$H_{gs}$	Fluxo de calor sensível à superfície sobre o solo nu	$\text{Wm}^{-2}$
$I$	Infiltração	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$IAF$	Índice de área foliar	$\text{m}^2 \text{m}^{-2}$
$K_d$	Radiação solar incidente à superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$K_i$	Condutividade hidráulica na i-ésima camada de solo	$\text{m s}^{-1}$
$K_m$	Condutividade hidráulica média entre camadas de solo	$\text{m s}^{-1}$
$K_n$	Saldo de radiação solar à superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$K_s$	Condutividade hidráulica à saturação	$\text{m s}^{-1}$
$K_u$	Radiação solar refletida pela superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$L_d$	Radiação de ondas longas incidente à superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$L_n$	Saldo de radiação de ondas longas à superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$L_u$	Radiação de ondas longas emitida pela superfície	$\text{Wm}^{-2}$
$Mc$	Água interceptada pelo dossel	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$p$	Pressão atmosférica em cada nível $\eta$	hPa
$P$	Precipitação	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$P_{ef}$	Precipitação efetiva	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$P_{ref}$	Pressão de referência	hPa
$p_s$	Pressão à superfície	hPa
$P_t$	Pressão no topo do modelo	hPa
$q$	Umidade específica	$\text{kg kg}^{-1}$
$Q_i$	Fluxo de água na i-ésima camada de solo	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$q_{lmh}$	Umidade específica no nível inferior do modelo	$\text{kg kg}^{-1}$

$q_s$	Umidade específica à superfície	$\text{kg kg}^{-1}$
$R$	Escorrimento superficial da água da chuva	$\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$
$r_a$	Resistência aerodinâmica	$\text{s m}^{-1}$
$r_c$	Resistência do dossel	$\text{s m}^{-1}$
$r_{\text{min}}$	Resistência não estressada do dossel	$\text{s m}^{-1}$
$R_n$	Saldo de radiação à superfície, qdo. c: dossel e gs: solo nu	$\text{Wm}^{-2}$
$r_{\text{sup}}$	Resistência à evaporação direta do solo	$\text{s m}^{-1}$
$S_{h,m}$	Coefficiente de difusividade turbulenta para calor e momentum	-
$t$	Passo de tempo	s
$T_a$	Temperatura do ar no nível de referência	K
$T_c$	Temperatura do dossel	K
$T_d$	Temperatura do solo profundo	K
$T_{gs}$	Temperatura da camada superficial do solo	K
$T_{lmh}$	Temperatura no nível inferior do modelo	K
$T_s$	Temperatura da superfície	K
$u_{lmh}, v_{lmh}$	Componentes da velocidade do vento no nível inferior do modelo	$\text{m s}^{-1}$
$W_c$	Fração úmida do dossel	-
$W_i$	Grau de saturação na i-ésima camada de solo	-
$z$	Coordenada de profundidade (altura) no solo (na atmosfera)	m



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	- Alta da Bolívia
ABRACOS	- Anglo-Brazilian Climate Observation Study
AMIP	- Atmospheric Model Intercomparison Project
ANEEL	- Agencia Nacional de Energia ELétrica
AVHRR	- Advanced Very High Resolution Radiometer
BATS	- Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme
CLP	- Camada Limite Planetária
COLA	- Center for Ocean Land Atmosphere
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EMBRAPA	- EMpresa BRAsileira de Pesquisa Agropecuária
ERBE	- Earth Radiation Bud get Experiment
FAO	- Food and Agriculture Organization
FPT	- Funções de Pedo-Transferência
GPCC	- Global Precipitation Climatology Centre
GSWP	- Global Soil Water Project
IBGE	- Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
IGBP	- International Geosphere-Biosphere Programme
INMET	- Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
ISCCP	- International Satellite Cloud Climatology Project
LBA	- Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
LC	- Land Cover
MCGA	- Modelo de Circulação Global da Atmosfera
MMS	- Mapa Mundial de Solos
MSB	- Mapa de Solos do Brasil
MV	- Mapa de Vegetação
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NIR	- Near Infrared Radiation

OSU	- Oregon State University
PAL	- Pathfinder Land
PAR	- Photosynthetically Active Radiation
PILPS	- Project for Intercomparison of Land-Surface Parameterization Schemes
RADAM	- Radar na Amazônia
SEBEX	- Sahelian Energy Balance Experiment
SiB	- Simple Biosphere Model
SPRING	- Sistema de Geoprocessamento de Informações Georeferenciadas
SRB	- Surface Radiation Budget
SSiB	- Simplified Simple Biosphere Model
SVAT	- Soil – Vegetation – Atmosphere Transfer Scheme
TIR	- Thermal Infrared Radiation
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
TTS	- Triangulo de Textura dos Solos
UMD	- University of Maryland
UNESCO	- United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência InterTropical

## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

As estimativas recentes são de que a hidrosfera terrestre possui uma grande quantidade de água - cerca de 1,38 bilhões de quilômetros cúbicos. Esta quantidade tem permanecido a mesma por aproximadamente 2,0 bilhões de anos. Deste total, cerca de 2,7% são de água doce e 97,3% de água salgada (localizada nos oceanos). Cerca de 2% estão armazenados nas geleiras e camadas de gelo, o que equivale a 72% da água doce do globo. A água presente nos aquíferos e lagos soma 0,61%. No solo, a umidade representa cerca de 0,01%, enquanto que na atmosfera esta porcentagem é ainda menor, de cerca de 0,001%. A água dos rios e da biosfera representa cerca de 0,0002 e 0,0001%, respectivamente (Tabela 1.1).

TABELA 1.1 - Estimativa da água armazenada no ciclo hidrológico e tempo de residência ao longo dos vários componentes climáticos.

Reservatórios	Volume (10 <sup>6</sup> km <sup>3</sup> )	Volume (%)	Tempo de residência
Oceanos	1375,0	97,3	10 <sup>3</sup> a 10 <sup>4</sup> anos
Geleiras	29,0	2,1	10 a 10 <sup>3</sup> anos
Aquíferos	8,0	0,6	2 semanas a 10 <sup>4</sup> anos
Lagos	0,1	0,01	10 anos
Água no solo	0,1	0,01	52 dias
Atmosfera	0,013	0,001	10 dias
Rios	0,002	0,0002	2 semanas
Biosfera	0,001	0,0001	6 dias

FONTE: adaptada de Graedel e Crutzen (1993, p.45).

A água que fica armazenada no solo é cerca de dez vezes a da atmosfera e funciona como fonte de umidade responsável pela conexão hidrológica entre os diferentes componentes do sistema climático. A sazonalidade do armazenamento da água no solo introduz um “efeito memória” de longo período, com ordem de grandeza de algumas

semanas (Pielke *et al.*, 1999). Isto implica que a inicialização errônea da umidade do solo em um modelo de superfície acoplado a um modelo atmosférico, pode causar inconsistências na simulação dos fluxos de calor latente e sensível. Com isso, a qualidade da previsão pode ser afetada, particularmente em curto e médio prazo, o que justifica a necessidade de se obter uma informação de água no solo mais “realista” para a inicialização dos modelos meteorológicos.

Os recentes estudos enfatizam a importância da umidade do solo para a previsibilidade atmosférica. Koster *et al.* (2000) utilizaram um modelo climático global para investigar o impacto das condições de contorno, sobre o continente e o oceano, na previsão da precipitação em escala sazonal e interanual. Segundo estes autores, o aumento da previsibilidade da precipitação associada a forçante continental, é maior nas regiões caracterizadas por zonas de transição entre áreas continentais úmidas e secas, e que apresentam fraca influência da forçante oceânica. Eles sugerem que este potencial de previsibilidade atmosférica pode está associado à condição hídrica do solo típica destas regiões. Também avaliando a possível dependência entre a previsibilidade atmosférica em escala sazonal e a condição inicial de água no solo, Pielke *et al.* (1999) mostraram que a qualidade da previsão da precipitação sofre grande influência da água no solo através do controle do fluxo de calor latente exercido pela superfície.

Conforme ressalta Dirmeyer (1995), apesar do papel marcante na interação continente-atmosfera, a umidade do solo é ainda um dos componentes do ciclo hidrológico menos conhecido do sistema climático; logo, precisa ser melhor monitorada. Há poucos locais no globo em que esta variável é medida rotineiramente, com exceção de algumas áreas agrícolas, que utilizam esta informação para o manejo da irrigação. Sendo assim, registros contínuos e por longos períodos do conteúdo de água no solo são ainda bastante limitados. A comunidade científica tem se utilizado de métodos alternativos para estimar a umidade do solo em escala global. A climatologia de água no solo de Willmott *et al.* (1985), baseada no balanço hídrico de Thornthwaite (1948), é a mais utilizada como condição inicial nos modelos meteorológicos. A desvantagem deste tipo de informação está na possibilidade de superestimativa ou subestimativa do conteúdo de

água no solo, quando da ocorrência de eventos anômalos provocando excesso ou déficit de evapotranspiração.

Novas metodologias de estimativa da água no solo para fins de inicialização dos modelos de previsão vêm sendo experimentadas. Dirmeyer (2000) obteve um melhor desempenho nas simulações sazonais do seu modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) ao utilizar, como condição inicial, a umidade do solo gerada pelo esquema de superfície “Simplified Simple Biosphere” (SSiB), que também é adotado no modelo global atmosférico. Para tanto, utilizou a versão “off line” do SSiB e as análises atmosféricas como forçantes. Esta metodologia compensou alguns erros sistemáticos na previsão do MCGA. Outra metodologia, a assimilação seqüencial, também foi experimentada no contexto da atualização da água no solo, baseando-se nas condições observadas de umidade e temperatura do ar à superfície (Mahfouf, 1991; Douville *et al.*, 1999). Neste caso, os erros nas previsões de temperatura e umidade do ar em relação as observações foram aplicados para corrigir o campo de umidade do solo. Após ajustado, este novo campo de umidade do solo foi utilizado como condição inicial e a previsão repetida. Apesar dos bons resultados, a dependência com relação às observações de temperatura e umidade do ar, nem sempre disponíveis em escala global, restringem a sua aplicação.

Embora os modernos MCGAs estejam, na sua maioria, acoplados a esquemas de biosfera mais sofisticados, a inicialização da umidade do solo ainda é especificada através de um valor climatológico produzido, geralmente, por modelos de balanço hídrico mais simples. A climatologia de Willmott *et al.* (1985) não pode ser utilizada diretamente pelas diferentes versões dos esquemas de transferência solo-planta-atmosfera existentes na atualidade. As parametrizações da superfície continental são diferentes, de modo que a aplicação destes campos de água no solo na inicialização dos modernos esquemas de superfície promove erros de inconsistência física e numérica. Alternativas foram adotadas, por exemplo, por Sato *et al.*, (1989) e Manzi e Planton (1994), que aplicaram procedimentos específicos para adaptar os valores de umidade do solo calculada por outros esquemas, no caso das climatologias obtidas por metodologias

simples de balanço hídrico, em valores apropriados para a inicialização dos seus respectivos esquemas de superfície SiB e ISBA.

Estes procedimentos são dependentes dos parâmetros que definem as características da superfície quanto aos tipos de vegetação e de solo. Visto que a capacidade de armazenamento de água, a cobertura vegetal, a resistência do dossel e as outras propriedades da superfície diferem entre os biomas, estes procedimentos produzirão diferentes valores de grau de saturação do solo, a partir da mesma climatologia de água no solo, para diferentes tipos de cobertura da superfície. Isto é particularmente verdade para a fração de cobertura vegetal que fornece a área de solo exposto e de cobertura vegetal relativa a área total de uma caixa de grade do modelo meteorológico. Por exemplo: um solo totalmente seco na climatologia será representado no modelo meteorológico por um solo seco se a fração de cobertura vegetal é nula (sem nenhuma vegetação) ou pelo valor do ponto de murcha permanente se a fração de cobertura vegetal for um (solo totalmente coberto pela vegetação). Por sua vez, o ponto de murcha permanente é determinado pelo tipo de solo. Portanto, a substituição de um tipo de bioma por outro nos experimentos numéricos (por exemplo: desmatamento, reflorestamento, etc.) modificará também o campo de água no solo utilizado na inicialização do modelo.

A Figura 1.1 mostra o resultado da transformação da climatologia de água disponível no solo obtida por Willmott *et al.*, (1985), doravante designado por W85, no grau de saturação (razão entre o conteúdo volumétrico de água presente no solo e a capacidade de retenção de água no solo) utilizado pelo SiB, doravante denominado WSiB. Esta análise foi realizada para os três principais tipos de vegetação encontrados no Brasil (floresta tropical, savana e caatinga). Pode-se observar que no caso de floresta tropical apenas duas condições de inicialização da umidade do solo podem ser consideradas: uma seca, em que os valores de W85 abaixo de 110 mm implicam em pequena variação de WSiB com média de 33%; e outra úmida, para W85 acima de 110 mm com valores de WSiB da ordem de 70%. No caso da savana (bioma 6) a variação de WSiB é de 35 a 70% para uma correspondente variação de W85 de 60 a 100 mm. Os valores mantêm-se

aproximadamente constantes acima de 100 mm e abaixo de 60 mm até cerca de 25 mm. Para W85 menor que 25 mm a variação de WSiB é de 20 a 35%. No caso do bioma 8 (caatinga) a variação de WSiB é pequena (26%) para uma variação de W85 da ordem de 140 mm, quase a capacidade de armazenamento de água do solo.

Duas conseqüências imediatas surgem da aplicação desta metodologia na inicialização da água no solo nos modelos meteorológicos. Uma é que a condição inicial de umidade do solo é influenciada pelos parâmetros e distribuição dos biomas considerados no modelo e, se as previsões ou análises geradas por um modelo meteorológico são utilizadas como “downscaling” de modelos regionais (previsão de curto, médio ou longo prazo), estes estarão sujeitos ao mesmos erros cometidos no modelo atmosférico, em virtude da memória associada à umidade do solo nas camadas mais profundas. A outra conseqüência está ligada aos experimentos que utilizam modelos biofísicos no intuito de avaliar o impacto da mudança da vegetação no clima. Em geral, as mudanças climáticas são atribuídas às modificações das características da superfície, tais como: albedo, rugosidade, fração de cobertura vegetal, etc; e não exploram devidamente a variação da umidade do solo gerada pela substituição de um bioma por outro.

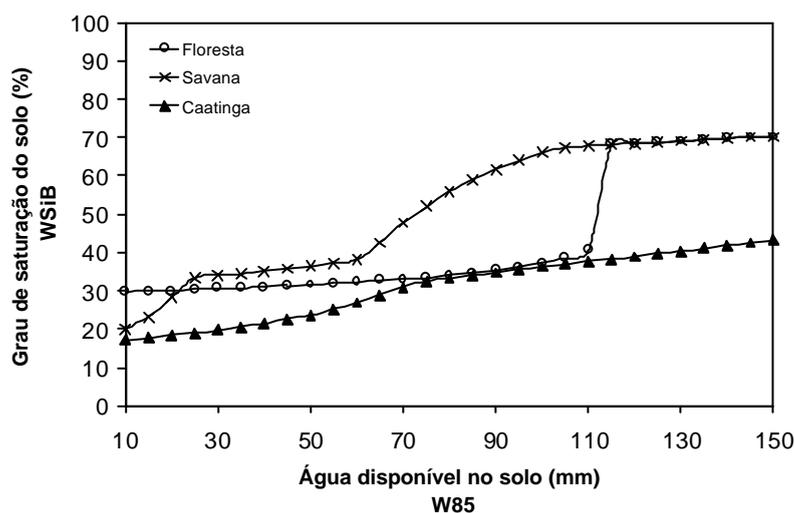


FIGURA. 1.1 - Relação entre a climatologia de água disponível no solo (W85) e o grau de saturação do solo (WSiB) para os biomas: floresta tropical, savana e caatinga.

Baseando-se nas considerações discutidas acima, várias pesquisas têm cobrado um tratamento mais realista da água no solo nos modelos meteorológicos. O desenvolvimento de metodologias para estimativa da umidade do solo, que possam ser aplicadas em escala global e regional, é o caminho mais indicado. Estas metodologias devem ser consistentes com a parametrização de superfície adotada no modelo meteorológico.

Segundo Entin *et al.* (1999), uma solução mais satisfatória é utilizar o próprio esquema de superfície, ou um modelo hidrológico que reproduza as observações com mais acurácia, e então utilizar as estimativas de água no solo como condição inicial nos modelos meteorológicos. A idéia é que se o modelo de superfície ou hidrológico consegue representar os principais processos do ciclo hidrológico, e se as “forçantes atmosféricas” traduzem, com certo realismo, as condições climáticas, esta metodologia será capaz de produzir campos de umidade do solo mais representativos do estado climático atual.

Nesse contexto, o “Global Soil Wetness Project” (GSWP - Projeto Global de Umidade do Solo) produziu campos de água no solo de alta resolução utilizando os modernos modelos de superfície, forçados por observações meteorológicas e análises (Douville *et al.*, 1999). A utilização destes campos nos experimentos com MCGA contribuiu para melhorar a previsão numérica em escala regional (Dirmeyer, 1999a, b; Xue *et al.*, 2001; Entin *et al.*, 1999; Mocko *et al.*, 1999). Estes resultados mostram que o tratamento mais correto da umidade do solo é imprescindível para o desenvolvimento da nova geração de modelos acoplados, que possibilitarão o estudo dos mecanismos climáticos associados à condição da superfície continental e seus efeitos no ciclo hidrológico de forma mais realista.

Pode-se concluir destas discussões, que os recentes estudos relacionados à investigação do impacto da condição inicial de água no solo nas previsões numéricas, reafirmam a importância e a necessidade de uma representação mais acurada desta variável, particularmente, em escala regional. Em consequência, torna-se necessário a

disponibilidade de modelos regionais que considerem explicitamente a biosfera. O acoplamento do modelo SSiB ao modelo atmosférico regional Eta, realizado por Xue *et al.* (2001), vem ao encontro das exigências de um maior conhecimento acerca dos processos de superfície e a sua importância para as previsões meteorológicas. Esta versão, definida de agora em diante por Eta-SSiB, encontra-se disponível para pesquisa no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), tornando possível a realização de estudos para o entendimento da circulação regional e de averiguação da importância do continente para a previsibilidade atmosférica na América do Sul. O modelo regional beneficia a representação refinada da orografia e dos processos associados ao contraste continente-oceano. Além disso, o acoplamento a um modelo de biosfera possibilita a avaliação da influência das características regionais do continente (tais como distribuição espacial de solos e vegetação e umidade do solo) nas previsões destes modelos.

Este estudo pretende contribuir como passo inicial ao aprimoramento da inicialização da água no solo nos esquemas de superfície, além de investigar a importância da condição hídrica do solo para a previsibilidade atmosférica regional em diferentes escalas de tempo. A ciência por trás deste trabalho baseia-se, entre outros resultados, naqueles descritos por Mintz (1984) que argumentou: “o acoplamento existente entre evaporação e precipitação implica em um processo de retroalimentação positivo a partir da recirculação da precipitação através do armazenamento da água no solo, o que pode conduzir à persistência de uma condição úmida ou seca por um longo período”. Em geral, os estudos que investigam o problema da inicialização da umidade do solo nos modelos meteorológicos sugerem que o aumento da previsibilidade se dá tanto em previsões de curto como em longo prazo, devido justamente à memória do reservatório de água do solo. Após estas considerações, este trabalho tem como objetivos principais:

- Gerar uma condição inicial de água no solo através de um modelo hidrológico simples utilizando as observações de temperatura e precipitação, e verificar o impacto da inicialização do modelo Eta-SSiB com esta condição inicial “melhorada” nas simulações de longo prazo;

- Avaliar a possibilidade de previsibilidade de anomalias climáticas secas e úmidas e sua dependência com a umidade do solo inicial nas simulações de longo prazo;
- Verificar o impacto de condições anômalas de água no solo na circulação atmosférica durante um episódio de formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS).

A estrutura do trabalho é dividida da seguinte maneira: o capítulo 2 é destinado a uma revisão de literatura através de um breve histórico do desenvolvimento da parametrização da superfície continental e sua aplicação nos modelos meteorológicos, juntamente com a discussão dos principais estudos referentes ao tema. No capítulo 3, apresenta-se uma descrição dos modelos utilizados neste trabalho, como também das metodologias e experimentos numéricos. No capítulo 4 são apresentados os resultados referentes a elaboração e alteração do mapa de solos e de vegetação. No capítulo 5 são apresentados os resultados e discussões dos experimentos numéricos de sensibilidade à condição inicial de água no solo para a escala sazonal. No capítulo 6 é apresentada a avaliação da influência da umidade do solo na simulação de um caso de ZCAS. Finalmente, o capítulo 7 é dedicado às conclusões e considerações finais.

## CAPÍTULO 2

### ESQUEMAS DE SUPERFÍCIE E SENSIBILIDADE CLIMÁTICA À CONDIÇÃO HÍDRICA DO SOLO

Neste capítulo, é inicialmente apresentada uma revisão histórica da evolução das parametrizações da superfície continental, enfocando as fases relevantes que marcaram as transições entre as gerações dos modelos de superfície. Na segunda parte são apresentados alguns dos processos representados nos esquemas de superfície mais complexos. A terceira seção destina-se a uma revisão dos estudos numéricos, que avaliaram a sensibilidade atmosférica à representação da superfície continental nos modelos de previsão de clima e tempo. A maior ênfase é dada aos trabalhos pioneiros, que trataram da avaliação do impacto da condição hídrica da superfície nas simulações climáticas. Por fim, são apresentados alguns trabalhos referentes ao estudo da previsibilidade atmosférica associada à condição hídrica da superfície.

#### 2.1 Desenvolvimento dos Modelos de Superfície Continental

Até o início dos anos 80 os Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) incorporavam parametrizações simples para a representação da superfície continental e para estimativa da transferência de calor, umidade e *momentum* entre a superfície continental e a atmosfera. Com o avanço do conhecimento nas áreas da biogeofísica e da micrometeorologia, estas parametrizações simples foram substituídas por esquemas que descrevem de forma mais realista as interações superfície-atmosfera. Estes modelos mais avançados foram utilizados no estudo da resposta da biosfera e do sistema climático aos cenários de mudanças climáticas globais.

Dentro do contexto de modelagem climática, a inclusão da representação da superfície continental em um MCGA foi iniciada no final da década de 60 por Manabe (1969), quando representou o balanço de água no solo utilizando uma parametrização simples. Este primeiro esquema de superfície foi denominado "bucket". Neste esquema, a água disponível no solo é determinada pelo balanço entre a precipitação (P) e a evaporação (E) em uma camada de solo de 1m de profundidade, com capacidade para reter uma lâmina d'água máxima de 15 cm de altura. Quando ocorre um desequilíbrio entre P e E que supera a capacidade de armazenamento do solo, o excesso de água não é incorporado ao solo e representa a água que escoia pela superfície ou "runoff", alimentando os rios e reservatórios. A evaporação da água armazenada no solo nos primeiros modelos ocorria à taxa potencial. Depois foi introduzido um coeficiente para limitar a evapotranspiração ao seu valor "real". Este coeficiente é, em geral, uma função do conteúdo de água no solo obtida por meio de experimentos de campo.

Dickinson (1984) baseando-se no modelo de Deardoff (1978), propôs a incorporação de uma descrição mais acurada dos processos de interação continente-atmosfera, para aplicação em estudos com MCGA, considerando explicitamente o controle fisiológico da vegetação no cálculo da evapotranspiração. Mais tarde, em 1986, este modelo de superfície foi chamado "Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme" (BATS) (Dickinson *et al.*, 1986) e implementado no modelo atmosférico do "National Center for Atmospheric Research" (NCAR). No mesmo ano, Sellers *et al.* (1986) desenvolveram o modelo "Simple Biosphere" (SiB) também para acoplamento a um MCGA.

Os esquemas de transferência solo-vegetação-atmosfera (SVAT - Soil-Vegetation-Atmosphere-Transfer em inglês) introduzidos em meados dos anos 80 por Dickinson *et al.* (1986) e Sellers *et al.* (1986) são bem fundamentados fisicamente. A vegetação é explicitamente representada e influencia diretamente a determinação dos balanços de energia e água na superfície, admitindo o controle estomático em resposta a um aumento do estresse

hídrico do ambiente. Na década de 90, novas parametrizações foram implementadas em alguns destes modelos, tais como: a inclusão do processo de transpiração-fotossíntese (Sellers *et al.*, 1996a, b) e a consideração de uma representação explícita da heterogeneidade espacial das características da superfície na escala de subgrade (Koster e Soares, 1992).

Três gerações de modelos podem ser consideradas na evolução das parametrizações que representam a superfície continental. A primeira, desenvolvida durante as décadas de 60 e 70, dava pouca importância à transferência de calor, *momentum*, e água entre continente e atmosfera. Esta geração foi baseada em formulações simples de transferência aerodinâmica e, muitas vezes, utilizando valores prescritos e invariantes dos parâmetros que descrevem as características da superfície, tais como: albedo, rugosidade e umidade do solo.

No início dos anos 80, a substituição dos primeiros modelos por esquemas mais complexos deu início à segunda geração. A inclusão de uma representação mais elaborada dos processos físicos levou a significativos melhoramentos no desempenho dos modelos atmosféricos, tanto para as previsões de tempo quanto para as simulações climáticas. Ao mesmo tempo foi necessário a elaboração de um conjunto de parâmetros que descrevesse as variações espaciais das características da superfície, em escala global para “alimentar” os modelos. Este conjunto de parâmetros foi organizado com base em estudos ecológicos e geográficos (Sellers *et al.*, 1986). Todavia, esta segunda geração de modelos incorporava descrições empíricas do processo de transpiração, pelo qual a água é extraída do solo pelas raízes das plantas e transferida para a atmosfera através dos estômatos das folhas.

No final dos anos 80, o interesse da comunidade científica no estudo do impacto climático associado ao aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico gerou a necessidade de incluir nos MCGA a troca de gases do efeito estufa entre os diferentes meios (oceano, continente e atmosfera). Apoiado nos avanços do conhecimento da fisiologia vegetal, vários modelos biogeoquímicos foram desenvolvidos contemplando-se da descrição explícita da assimilação

de CO<sub>2</sub> pelo sistema climático (Sellers *et al.*, 1997), ampliando as fronteiras dos estudos de mudanças climáticas.

No início da década de 90, surge a terceira geração de modelos de biosfera utilizando as teorias mais recentes dos processos de fotossíntese e as relações água-plantas para fornecer uma descrição consistente da transferência de calor, umidade e gás carbônico entre as plantas e o ar adjacente. Esta nova geração combina a descrição do sistema físico climático com os processos biofísicos e biogeoquímicos, e veio suprir os modelos da geração anterior com a representação explícita da fotossíntese. Outros modelos também incorporaram a dinâmica de nutrientes e de competição ecológica, através de fatores bio-geográficos. Neste caso, a vegetação sofre alterações em resposta à mudança no clima. Além disso, algumas características da superfície continental, antes prescritas, passaram a ser obtidas continuamente em escala global através de sensoriamento remoto. Segundo Sellers *et al.* (1997), a próxima geração de modelos atmosféricos deverá contemplar a transferência de calor, *momentum*, umidade e carbono entre o continente e a atmosfera de forma conjunta, além de incluir as características da superfície na escala de sub-grade. Adicionalmente, avanços na descrição da hidrologia e da cobertura vegetal fazem-se necessários.

## **2.2 Processos da Superfície Continental**

A parametrização dos processos da superfície continental na previsão numérica do tempo, ou nos modelos de circulação geral do clima, é importante por uma série de razões. Primeiramente, os fluxos de calor sensível e latente à superfície são as condições de contorno inferior para a entalpia, e a ligação com as equações de umidade na atmosfera. Os esquemas de superfície são também responsáveis, em grande parte, pela qualidade das previsões das variáveis de superfície. Além disso, as condições de contorno da superfície são necessárias para fornecer os mecanismos adequados de interação com os outros processos de transferência na atmosfera. A partição correta entre os fluxos de calor sensível e latente é

determinada, em parte, pela umidade do solo, que age como uma forçante integradora da variabilidade atmosférica de baixa frequência (Delworth e Manabe, 1988). Segundo Delworth e Manabe (1989) a compreensão da variabilidade da umidade do solo em escala sazonal pode conduzir a um melhor conhecimento da variabilidade atmosférica de alta frequência. De acordo com Milly (1994), a evolução temporal das anomalias de umidade do solo são controladas primeiramente pela evaporação potencial ( $E_p$ ) e pela razão entre evaporação potencial e a precipitação ( $E_p/P$ ).

Os processos de interação solo-planta-atmosfera e o seu impacto nas previsões com MCGA foram revisados por Mintz (1984) e Garratt (1993). Foi visto na seção anterior que os primeiros estudos do papel da água do solo conduziram ao desenvolvimento do modelo "bucket" (Manabe, 1969). Com o trabalho de Deardorff (1978), a atenção foi voltada, de algum modo, para o papel da água do solo como uma variável lenta do sistema climático, com contribuição para a evapotranspiração da vegetação. Muitos dos esquemas usados hoje acoplados a MCGA (por exemplo: Dickinson *et al.*, 1986; Sellers *et al.*, 1986; Noilhan e Planton, 1989) aplicaram o mecanismo de utilização da quantidade de radiação solar fotossinteticamente ativa da planta para controle da abertura e fechamento dos estômatos da folha. Este mecanismo altera o fluxo de água para a atmosfera através da definição da taxa de transpiração. O conceito de condutância estomática, como um produto de diferentes funções de estresse (estabelecida por Jarvis, 1976), é o fundamento de todos os modelos acima. Por outro lado, muitos modelos também incorporaram um reservatório de interceptação para coleta da água da chuva e reevaporação à taxa potencial.

A importância da representação dos processos da superfície continental nos modelos atmosféricos pode ser evidenciada através dos termos do balanço hidrológico global, apresentado em termos da média anual na Figura 2.1. Na superfície do mar a água evapora à taxa potencial, enquanto sobre o continente existem mecanismos adicionais que reduzem a taxa de evapotranspiração, por exemplo: a aridez do solo nos desertos ou, sobre áreas

vegetadas, mecanismos fisiológicos podem reduzir ou cessar a transpiração das folhas e dos troncos da planta, fazendo com que a água na zona de raízes fique indisponível para a atmosfera. A precipitação sobre o continente é aproximadamente um quarto daquela sobre o mar.

De acordo com a Figura 2.1, a precipitação excede a evaporação sobre o continente, enquanto sobre o oceano o oposto é verdadeiro. A fim de fechar o balanço de umidade da atmosfera sobre o continente, a advecção de umidade deve ser balanceada pela diferença entre a precipitação e a evaporação. Para o oceano, o mesmo termo de advecção deve ser balanceado pelo escoamento da água para os rios. A advecção de umidade para o continente é aproximadamente metade da água evaporada sobre o continente, sugerindo uma taxa de recirculação anual de 67% ( $71/107$ ). A média global de escoamento de água para os oceanos é estimada em  $36 \times 10^{15}$  kg/ano. A taxa de precipitação e o tamanho do reservatório da atmosfera terrestre podem ser combinados para fornecer a escala de tempo em que este reservatório é esvaziado pela precipitação, ou seja,  $4,5/107=0,042$  anos ou 15 dias.

De maneira similar, o reservatório é reabastecido pela evapotranspiração a partir da superfície em 23 dias ( $4,5/71$  anos). A escala de tempo associada à precipitação sobre o oceano é de apenas 7,5 dias, e o valor correspondente para a evaporação é 6,8 dias. Isto sugere que o ciclo hidrológico é vigoroso sobre o oceano, enquanto sobre o continente o ciclo hidrológico sofre uma forte influência da superfície, através do controle da evapotranspiração estabelecido pela vegetação e umidade do solo. A implicação deste comportamento diferenciado do ciclo hidrológico sobre o continente é abordado em vários trabalhos, como sendo um importante indício do potencial de previsibilidade da atmosfera associada às condições hídricas da superfície continental.

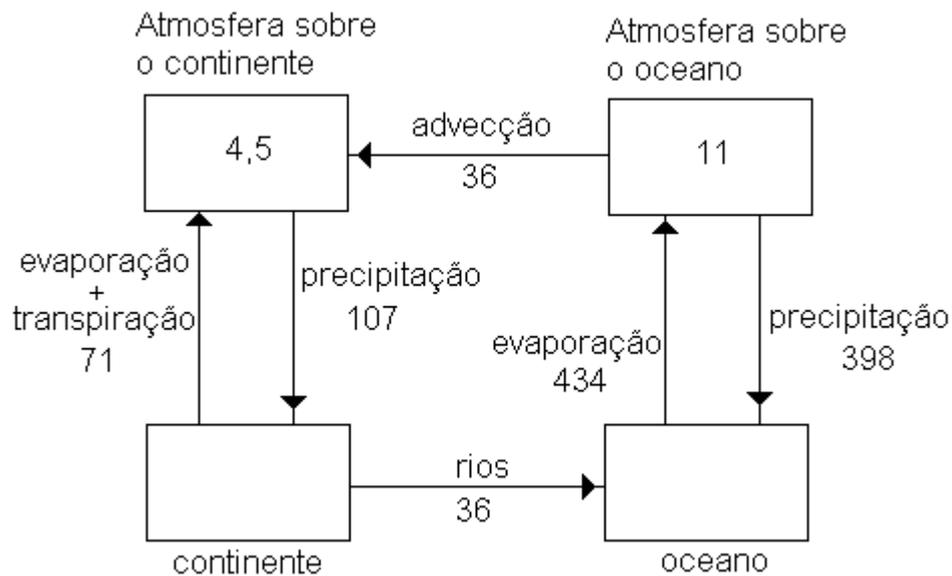


FIGURA 2.1 - Estimativa do ciclo hidrológico global. A unidade nos reservatórios de água é em  $10^{15}$  kg; e a unidade dos fluxos de água é em  $10^{15}$  kg/ano.

FONTE: adaptada de Chahine (1992, p. 376)

Uma ilustração das interações entre a superfície continental e a atmosfera é apresentada na Figura 2.2, adaptada de Dooge (1992). O diagrama ilustra o comportamento do solo e da atmosfera dentro de um ciclo completo, idealizado, composto de um período úmido seguido por um período seco. Durante um longo episódio de chuva (P) (ponto A) a água do solo está disponível em abundância na camada da raízes, e sua evolução (secamento) é determinada pela evaporação (E). Enquanto o solo possuir água em abundância a taxa de evaporação é controlada pelo conteúdo de umidade na atmosfera próximo a superfície, ou seja, o regime é controlado pela atmosfera e a evaporação ocorre a uma taxa potencial. Abaixo de um determinado nível de umidade no solo (ponto B) os mecanismos fisiológicos limitam a fonte de água da camada da raízes para a atmosfera e a evaporação ocorrerá a uma taxa inferior à potencial. O regime está sob controle do solo e da vegetação. Quando a precipitação começa (ponto C), encontra um solo bastante seco durante os estágios iniciais, de modo que a taxa de infiltração (I), quantidade de água que cai como precipitação e é coletada de forma eficaz pelo solo para uso futuro, é igual a taxa de precipitação. A evolução da água no solo é

novamente controlada pela atmosfera, agora através da taxa de precipitação. Acima de certo valor de água no solo (ponto D), o solo não tem mais a capacidade de infiltrar a água da chuva, e parte desta escoa pela superfície. Esta última fase é outra vez controlada pelo solo.

As parametrizações da superfície continental têm que representar corretamente os fluxos de superfície e a evolução da umidade do solo dentro das quatro fases do ciclo mostrado na Figura 2.2, como também a passagem do regime de controle da atmosfera para o regime de controle do solo. A evolução da umidade do solo irá determinar quando o ponto D ocorrerá e a formulação da evaporação determinará o ponto B. As áreas cruciais, do ponto de vista da atmosfera, são B-C e C-D. Durante os períodos de grande demanda evaporativa da atmosfera o sistema permanece muito mais tempo nos estágios B-D do que na parte oposta do ciclo.

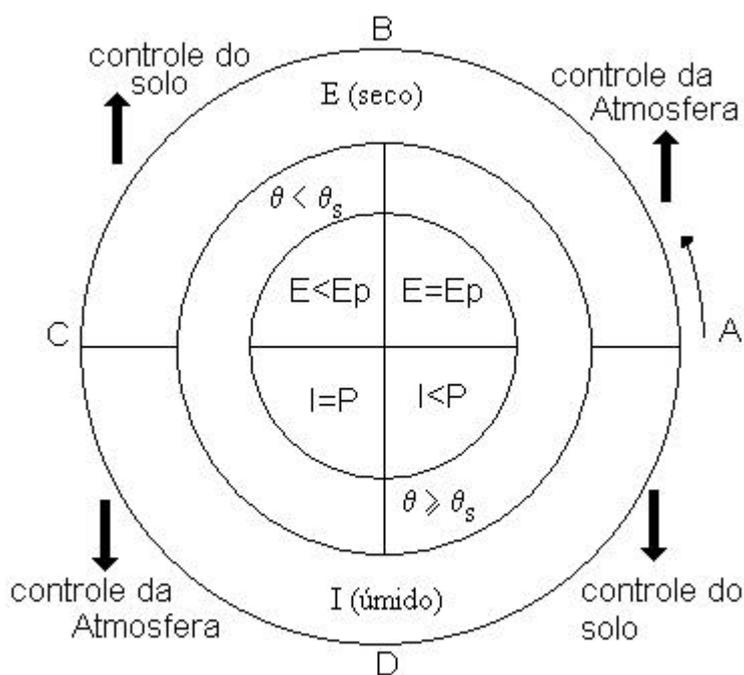


FIGURA 2.2 - Esquema ilustrando a interação entre a hidrologia do solo e a atmosfera.

FONTE: adaptada de Dooge (1992, p.2018).

### 2.2.1 *Evaporação e Interceptação do Dossel*

Para a estimativa da evaporação do dossel é estabelecido o controle fisiológico das plantas, ao reduzir sua transpiração quando a umidade no solo atinge certo limiar crítico, que é dependente do tipo de solo. A noção de resistência do dossel segue a analogia "elétrica" da lei de Ohm. Um reservatório de interceptação é usado para representar as folhas coletando parte da água da chuva e perdendo-a pela evaporação a taxa potencial. Métodos alternativos existem para calcular a evaporação nos esquemas de superfície, mas todos seguem a mesma base física e fisiológica. A evaporação do dossel é gerada por dois mecanismos distintos: a evaporação da porção úmida da vegetação e a transpiração da porção seca. A parte úmida da vegetação que fica coberta por um microfilme de água após um evento de chuva ou após deposição do orvalho, evapora a taxa potencial (Deardorff, 1978). A importância da parametrização neste caso é estabelecer a fração de vegetação que está úmida, e o tempo em que esta água interceptada deve permanecer evaporando à taxa potencial.

Para o dossel seco alguns dos atuais esquemas de parametrização utilizam a aproximação "big leaf" (Monteith, 1981). Estes modelos reconhecem que as plantas evaporam devido essencialmente a dois mecanismos: o primeiro, controlado fisiologicamente, transporta a água da zona de raízes até a cavidade estomática, onde o ar está saturado com vapor d'água; o segundo, o processo aerodinâmico (ou ambiental), transporta a água dos estômatos até o ar na camada à superfície. As plantas regulam a transpiração controlando a abertura dos estômatos. Em estado de equilíbrio, a abertura dos estômatos é o mecanismo que controla o fluxo ascendente de água das raízes, e é suficiente para caracterizar o controle fisiológico na evaporação. Nos esquemas mais complexos (terceira geração), as espécies de vegetação também regulam a perda de vapor d'água e a entrada de dióxido de carbono associado à fotossíntese.

Este fator regulador é definido, para uma única planta, como a resistência estomática. A maioria dos modelos utiliza a aproximação multiplicativa de Jarvis (1976), que expressa a resistência da superfície, como o produto de uma resistência mínima por vários fatores limitantes, associados aos diferentes processos ambientais, tais como: absorção de radiação fotossinteticamente ativa, déficit de depressão de vapor d'água na atmosfera, disponibilidade de água no solo, etc. A dependência com relação a umidade do solo é implementada diferentemente em vários esquemas de superfície, e representa uma medida da influência da água armazenada na zona de raízes na transpiração da planta.

### *2.2.2 Evaporação do Solo*

A evaporação direta do solo é devida a uma combinação de dois processos físicos. O primeiro refere-se à difusão molecular da água armazenada nos poros do solo em direção à interface superfície/atmosfera, passando por transferência laminar e turbulenta ao ar adjacente. O segundo processo pode ser caracterizado pela resistência atmosférica, enquanto o primeiro envolve uma resistência do solo, que é dependente da umidade relativa junto à superfície, e interno a matriz do solo. A profundidade da primeira camada de solo no MCGA é tipicamente de alguns centímetros, muito grande para definir explicitamente a transferência de vapor d'água nesta camada de solo.

### *2.2.3 Relação entre os Balanços Hídrico, Radiativo e de Energia à Superfície*

Os esquemas de superfície tentam representar de maneira simples ou sofisticada os processos associados aos balanços de radiação, de energia e de água, que são estreitamente interligados:

i) Balanço de Radiação:

$$R_n = K_d(1 - a) + (L_d - \epsilon\sigma T_s^4) \quad (2.1)$$

onde  $R_n$  é o saldo de radiação a superfície,  $K_d$  é o fluxo de radiação solar incidente à superfície,  $a$  é o albedo da superfície,  $\epsilon$  é a emissividade da superfície à radiação de onda longa,  $L_d$  é o fluxo de radiação de onda longa descendente,  $\sigma$  é a constante de Stefan-Boltzmann e  $T_s$  a temperatura da superfície.

ii) Balanço de Energia:

$$R_n = H + \lambda E + G \quad (2.2)$$

onde  $H$  é o fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ),  $\lambda E$  é o fluxo de calor latente ( $W/m^2$ ) e  $G$  o fluxo de calor para o substrato ( $W/m^2$ ).

iii) Balanço Hídrico:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = P - E - R \quad (2.3)$$

onde  $S$  é o armazenamento de água no solo (mm),  $P$  é a precipitação (mm/dia),  $E$  é a evapotranspiração (mm/dia) e  $R$  o “runoff” (mm/dia).

A água perdida por evapotranspiração a partir da superfície é ainda subdividida em três componentes:

$$E = E_{dc} + E_{wc} + E_{gs} \quad (2.4)$$

onde  $E_{dc}$  é a transpiração da parte seca do dossel,  $E_{wc}$  é a evaporação direta da água sobre a porção úmida do dossel e  $E_{gs}$  é a evaporação direta a partir da superfície do solo descoberto.

Estes três balanços são resolvidos simultaneamente pelos esquemas de superfície, considerando as contribuições relativas às diferentes frações e tipos de cobertura da superfície nos seus termos. A ligação entre o balanço de radiação e o balanço de energia é feita através do saldo de radiação à superfície, e a variável que determina a interação entre os vários termos é a temperatura da superfície. A conversão do fluxo de calor latente em água evaporada por toda a superfície estabelece a ligação dos outros balanços com o balanço hídrico do solo.

A camada de solo hidricamente ativa nos processos de transferência solo-planta-atmosfera nos esquemas de superfície varia de 150 a 300 cm de profundidade, representando o reservatório de água para o balanço hídrico. Por exemplo, no esquema mais simples de Manabe (1969) esse reservatório é representado por uma profundidade de água líquida de 15 cm, enquanto no modelo SSiB a profundidade varia de acordo com o tipo de vegetação e, em geral, é representado por três camadas, sendo a camada superficial de 2 cm de profundidade, a camada da zona de raízes de 50 a 150 cm e a camada de recarga de 200 cm.

## **2.3 Estudos de Sensibilidade**

### *2.3.1 Modelos Simples*

A evaporação da água é o processo que faz a transferência da umidade do solo fornecendo a quantidade de vapor d'água para a atmosfera. Esta conexão é bastante complexa e ainda pouco conhecida o que torna difícil a generalização de sua parametrização. Em geral, as

propriedades do solo, da vegetação e as condições atmosféricas é que determinam esta transferência de vapor d'água de um meio ao outro. Para entender o quanto os processos de superfície afetam o clima, vários estudos, utilizando MCGA acoplados a esquemas de superfície, vêm sendo realizados. A maior parte destes estudos baseia-se em experimentos numéricos que consideram extensas áreas ou até mesmo todo o globo com solos secos ou úmidos. Os resultados indicam uma considerável redução (aumento) da evaporação e da precipitação sobre as áreas secas (úmidas).

A representação da superfície continental nos modelos de previsão climática e de tempo tornou-se mais complexa ao longo dos anos, à medida que os esquemas de superfície eram aprimorados. Com o advento de novas parametrizações houve a necessidade do desenvolvimento de técnicas de análise que se enquadrassem às novas tecnologias. As metodologias mais utilizadas pelos modelos atmosféricos, na avaliação do impacto da umidade do solo no clima, podem ser enumeradas de quatro maneiras: 1) especificar a umidade do solo através um valor constante no espaço e/ou no tempo (maneira mais simples) (Meehl, 1984); 2) estabelecer de antemão a prescrição do ciclo anual da umidade do solo estimada através de modelos de balanço hídrico. As outras metodologias são mais elaboradas e consistem, através do acoplamento com um MCGA, em: 3) utilizar modelos simples de balanço de água, com uma ou duas camadas de solos, ou então, 4) empregar modelos mais sofisticados que incluam explicitamente a representação da vegetação e do solo na resolução dos processos de interação solo-planta-atmosfera.

A seguir são relacionados alguns dos trabalhos mais importantes que marcaram a evolução da representação da superfície continental nos estudos de modelagem atmosférica, dando-se um maior enfoque à hidrologia do solo.

O modelo "bucket" foi usado para representar a hidrologia da superfície em vários estudos de modelagem. Sua aplicação deu-se desde os estudos da influência das características da superfície na previsão climática (Charney *et al.* 1977; Shukla e Mintz, 1982; e Sud e Smith,

1985), até a geração de climatologias de água no solo utilizadas ainda hoje no MCGA (Mintz e Serafini, 1981, 1992; Willmott *et al.* 1985, entre outros). No primeiro caso, os trabalhos mostraram que a modificação do albedo, da umidade do solo e da rugosidade podem gerar significativas mudanças na circulação atmosférica de grande escala e na precipitação.

Charney *et al.* (1977), utilizando um MCGA, realizaram uma série de experimentos de sensibilidade à modificação do albedo na região do Sahel. O aumento do albedo sobre a região conduziu à redução da taxa de precipitação e da taxa de evaporação. Sud e Smith (1985) investigaram o efeito da redução do comprimento de rugosidade nas regiões desérticas do globo. Observaram um aumento da precipitação e da convergência de umidade em baixos níveis.

Em termos de hidrologia do solo, Shukla e Mintz (1982) compararam as configurações climáticas associadas a solos globalmente secos e saturados. Eles mostraram que a evaporação afeta significativamente o clima, especialmente a precipitação e a temperatura sobre o continente. Notaram, também, uma intensificação do movimento vertical ascendente no experimento seco, com pequena alteração da precipitação.

Outros estudos serviram para reafirmar a importância que a especificação do albedo, rugosidade, e umidade do solo têm nas variáveis atmosféricas em baixos níveis. Carson e Sangster (1981) realizaram experimentos com MCGA considerando, na inicialização das integrações, um caso com solo seco e o outro com solo saturado. A umidade do solo foi calculada utilizando o modelo "bucket". A persistência dessas anomalias variou de 21 a 50 dias após a inicialização e em algumas áreas esta persistência ultrapassou os 200 dias. Este resultado já evidenciava a importância da condição inicial de água no solo nas simulações sazonais.

Em escala regional, Yeh *et al.* (1984), utilizando um MCGA com uma distribuição continente-oceano idealizada, avaliaram o impacto de áreas irrigadas nas previsões numéricas de tempo para o período de 5 a 10 dias. As modificações associadas ao aumento da umidade do solo foram estudadas em três zonas de latitude: tropical, subtropical e de latitudes médias. Constataram que na região de latitudes médias a variação da umidade do solo para os três primeiros meses (experimento iniciado em junho) resultou essencialmente da diferença entre a precipitação e a evaporação. As anomalias positivas de água no solo aumentaram a precipitação apenas em latitudes médias, enquanto na região tropical estas anomalias foram menos persistentes.

Delworth e Manabe (1988) também utilizaram um MCGA para investigar a persistência das anomalias de água no solo. A hidrologia do solo foi representada através de um esquema "bucket" e as integrações foram conduzidas por 50 anos. Com base no espectro das anomalias de água no solo e precipitação eles concluíram que as anomalias de precipitação comportam-se como um ruído branco em todas as latitudes, enquanto as anomalias de umidade do solo caracterizam-se como ruído vermelho, com maior concentração nas longas escalas de tempo.

### 2.3.2 Modelos de Biosfera

Yang *et al.* (1994) exploraram a influência dos erros da condição inicial de água no solo nas previsões de curto e médio prazo para as variáveis temperatura e umidade do ar. Eles utilizaram o MCGA do "Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions" (COLA) com o esquema "Simple Biosphere" (SIB) acoplado. Um método iterativo ajustou a umidade do solo em função dos erros na previsão da temperatura e umidade do ar à superfície. A integração foi repetida utilizando-se esta umidade do solo modificada como condição inicial. Os erros nas previsões de temperatura e umidade do ar foram reduzidos, em média, por 15 e 8%, respectivamente.

A importância da inicialização da umidade do solo nas previsões de tempo e simulações climáticas foi ressaltada por Diermeyer (1995). Diermeyer (1999a) obteve previsões mais eficientes ao utilizar, como condição inicial, a umidade do solo gerada pela integração, em modo “off line”, do modelo SSiB para o período de janeiro de 1987 a dezembro de 1988, durante o "Global Soil Wetness Project" (GSWP). Os resultados indicaram melhorias na simulação climática, principalmente através da influência da variabilidade interanual da umidade do solo na determinação do clima em várias regiões do globo. Estes resultados são confirmados por Diermeyer *et al.* (1999b) ao desenvolver um maior número de experimentos com aumento da confiança estatística.

Fennessy e Shukla (1999) avaliaram o impacto da condição inicial de umidade do solo na previsão atmosférica em escala sazonal. Eles realizaram uma integração de 90 dias do MCGA do COLA inicializado no começo de junho, e consideraram a climatologia de Willmott *et al.* (1985) como condição inicial de água no solo no caso controle. Para o experimento de sensibilidade foi utilizada a condição inicial de água no solo calculada a partir dos prognósticos do modelo operacional do ECMWF. As condições iniciais e de contorno das variáveis atmosféricas não foram alteradas. Segundo os autores, em termos globais, a resposta à inicialização da umidade do solo revelou que os impactos são locais e nas regiões onde as anomalias são mais intensas. Os maiores impactos foram confinados em baixos níveis. As regiões tropicais e extratropicais mostraram-se bastante sensíveis. Segundo eles, a intensidade e a natureza do impacto de uma anomalia na umidade do solo na precipitação e nos campos atmosféricos de baixos níveis depende da magnitude e dos fatores que determinam a sua persistência.

Adicionalmente, Fennessy e Shukla (1999) avaliaram o impacto do uso de diferentes climatologias de umidade do solo como condição inicial nas integrações sazonais. Segundo eles, as grandes diferenças na utilização de uma outra climatologia reflete a incerteza associada

à representatividade desta informação. Embora os resultados dependam do modelo utilizado, eles concordam que há uma forte indicação de que a previsão atmosférica sazonal pode ser melhorada com a obtenção de informações de água no solo mais realistas.

Alguns mecanismos associados às anomalias de umidade do solo são também sugeridos para explicar a influência da superfície no desenvolvimento e manutenção de condições secas em algumas regiões do globo.

O trabalho de Dirmeyer (1994) mostrou os efeitos da redução da umidade do solo e do estado da vegetação nas secas meteorológicas de latitudes médias, através da utilização do MCGA do COLA. A investigação foi baseada em condições de contorno e distribuição continente-oceano idealizadas. O objetivo foi avaliar o impacto climático das mudanças anômalas na forçante da superfície continental. Um caso de controle foi comparado com três casos de seca: 1) inicialmente seco, 2) dormência e 3) realístico. Os efeitos das forçantes externas foram eliminados através de algumas considerações, tais como simetria do gradiente meridional de temperatura. Os resultados mostram que tanto a condição de solo seco quanto a dormência da vegetação podem conduzir a persistência de condições secas.

Outros estudos de modelagem com o mesmo enfoque, e aplicados para outras regiões, também indicam mecanismos de “feedback” semelhantes. Xue e Shukla (1993) utilizaram um MCGA para investigar a influência da superfície no desenvolvimento da seca na região do Sahel. Após o secamento da superfície pela redução da umidade do solo, a convergência de umidade e a precipitação na parte oeste da África foram significativamente reduzidas. Consistente com as observações durante os anos de seca, esta forçante à superfície resultou no enfraquecimento do jato tropical de leste em 200 hPa e no fortalecimento do jato de leste na média troposfera (700 hPa) sobre a África. Além disso, favoreceu a redução na intensidade das ondas de leste, maior responsável pela precipitação sobre a região. Um movimento descendente anômalo sobre a área seca persistiu ao longo da estação chuvosa.

Evidências adicionais são também obtidas em experimentos de desmatamento, os quais indicam a presença de um “feedback” positivo e intenso entre a superfície continental e a atmosfera. Nobre *et al.* (1991) mostraram que ao substituir a floresta tropical da Amazônia por pastagem no esquema de superfície SiB, a temperatura aumentou cerca de 2,5° C como resultado da redução de 30% na evaporação e uma redução na precipitação da ordem de 25%. Sendo a redução na precipitação, em valor basoluto, maior que a redução na evaporação. Eltahir e Bras (1993) mostraram que a resposta da atmosfera tropical ao desmatamento é composta pela competição entre dois fatores. No primeiro, o maior aquecimento da superfície induz a uma convecção térmica mais intensa, por outro lado, a redução na precipitação devido ao desmatamento provoca um menor aquecimento da coluna atmosférica (anomalia negativa) associada a redução da condensação do vapor d’água. A sensibilidade à forçante continental é portanto reduzida como resultado da competição entre estes fatores.

Os mecanismos físicos que governam a resposta atmosférica às anomalias à superfície são ilustrados por Cook (1994), ao considerar em seu experimento com o MCGA uma distribuição continente-oceano idealizada, simples e com centro no equador. No caso do continente seco, a baixa disponibilidade de água no solo limitou a taxa de precipitação, sendo as menores quantidades de chuva ocorrendo na parte central e oeste do continente. A porção oriental do continente foi influenciada fortemente pelo transporte de umidade do oceano para o continente. De forma semelhante a Elthair e Bras (1993), Cook (1994) encontrou que continentes secos favorecem a convecção seca e reduzem a umidade atmosférica em baixos níveis. Desta forma, estes dois processos contribuem na mesma direção para a inibição da precipitação.

#### **2.4 Umidade do Solo e Previsibilidade**

Estudos observacionais têm sugerido que existe uma correlação entre as condições anômalas do período de primavera, e a seca no verão em algumas regiões do globo. Segundo estes estudos, existem algumas áreas que são predispostas a apresentar anomalias prolongadas de precipitação, determinadas pela condição hídrica do solo precedente. Em vista desta constatação, a umidade do solo tem sido utilizada também como um preditor em potencial das condições atmosféricas de alguns meses adiante. Relações entre a precipitação e a temperatura do ar têm sido igualmente verificadas com o intuito de prever condições climáticas quando a sua associação com a condição hídrica da superfície mostra-se mais forte.

Correlações entre a precipitação e a umidade do solo antecedente (esta última derivada a partir de um modelo de balanço de água) foram obtidas por Sud e Fennessy (1982) e Huang *et al.* (1996). Sud e Fennessy (1982) fizeram uma análise para a América do Norte com 40 anos de dados de precipitação e umidade do solo, e constataram que a correlação entre estas variáveis foi mais forte sobre as grandes planícies no final do verão. A alta correlação nas regiões propensas à seca mostrou uma forte relação entre as condições à superfície e a manutenção da estiagem.

Zhao e Khalil (1993) exploraram as relações entre o regime térmico e a precipitação durante o verão correlacionando observações de temperatura do ar e precipitação em escala mensal (período de 1905-1984). Eles utilizaram registros de cerca de 1000 estações de superfície distribuídas sobre o continente Americano. Em suas análises encontraram uma correlação instantânea negativa e intensa entre a precipitação e a temperatura do ar. Esta relação também mostrou-se mais intensa na região central e sobre as grandes planícies daquele país, indicando a importância da interação entre continente e atmosfera já evidenciada através de observações.

Huang *et al.* (1996) estenderam a análise de Zhao e Khalil (1993) para incluir a correlação defasada no tempo. Obtiveram uma correspondência significativa quando anomalias negativas

de precipitação precederam temperaturas acima da média de verão em até um mês. A hipótese de que o déficit de umidade no solo força a persistência de condições de verões quentes e secos é o mecanismo mais aceito para explicar a importância da interação entre o continente e a atmosfera. Esta idéia se confirma a cada novo trabalho, seja por análise observacional ou através de estudos com modelos biofísicos.

De modo geral, pode-se verificar que as análises dos experimentos de sensibilidade climática, associada às mudanças nas características continentais, apontam para a necessidade do aperfeiçoamento dos esquemas de superfície. Em particular, a hidrologia do solo, que deve ser melhor representada, seja através da adequada especificação da condição inicial de água no solo nos modelos meteorológicos, ou mesmo, através da inclusão de uma parametrização mais completa. Estas modificações devem beneficiar a representação dos processos de transferência de água no solo (infiltração, percolação, escoamento superficial e profundo, etc.), além da inclusão de uma variação espacial das propriedades hidráulicas do solo. No último caso, técnicas de representação da variação de subgrade necessitam ser incorporadas aos esquemas de superfície no tratamento do modelo de solo, semelhante ao que é feito com os parâmetros da vegetação.

Outro fator que necessita ser verificado, quanto à representação da hidrologia do solo nos esquemas de superfície, se refere ao número de camadas e horizontes do solo. Muitos esquemas utilizam não mais do que três camadas de solo para representar um horizonte de solo homogêneo. Um número pequeno de camadas de solo impõe o compromisso entre eficiência numérica e complexidade física que, em virtude do crescente desenvolvimento dos supercomputadores, pode ser reconsiderada. A desvantagem da utilização de um pequeno número de camadas de solo é que o perfil de umidade não é bem resolvido, impedindo a representação mais realista da difusão vertical da água para as camadas profundas.

Para ilustrar este efeito, foi elaborado um modelo de hidrologia do solo com as mesmas formulações consideradas no SSiB. O intuito é mostrar a importância da discretização das camadas de solo para a evolução do perfil de água no solo que, como já dissemos, tem um papel importante na regulação do fluxo de calor latente. Neste caso, apenas os termos de infiltração e movimento da água entre camadas foram considerados. Três simulações de 24 h foram realizadas considerando diferentes números de camadas de solo (3, 10 e 30 camadas), sendo as propriedades físicas representativas de um solo de textura média (franco-argilo-arenoso) e profundidade de 1,5 m. A taxa de infiltração foi mantida constante até 24 h de simulação e a água do solo foi inicializada uniforme em todo o perfil, com valor de  $0,1 \text{ mm}^3/\text{mm}^3$  (seco). O passo de tempo do modelo foi de 300 s e a distribuição de camadas definida em função da profundidade e do número de camadas. A Figura 2.3 mostra os perfis de umidade do solo resultantes dos três casos. Nitidamente, enquanto as simulações com um maior número de camadas de solo tendem a distribuir a água fornecida pela infiltração na camada superficial para as camadas mais profundas, o esquema com apenas 3 camadas ainda apresenta um perfil com pequena variação quando comparado com os casos de maior número de camadas. Isto mostra que o aumento do número de camadas contribui para que a distribuição vertical da água no solo seja mais rápida. A continuação da simulação com 3 camadas de solo além de 24 h mostrou que só depois de 55 h de integração é que o perfil de água no solo se aproximou daquele obtido no caso com 30 camadas. Ou seja, foram necessárias 31 h a mais de simulação para se obter a mesma distribuição de água no solo.

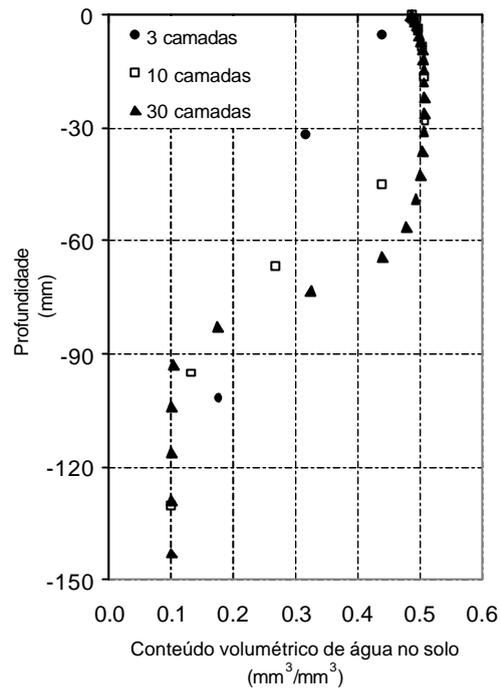


FIGURA 2.3 - Perfis de água no solo obtidos através de um modelo com diferentes números de camadas (3, 10 e 30), e considerando um solo de textura média.

## CAPÍTULO 3

### MODELOS E EXPERIMENTOS NUMÉRICOS

#### 3.1 Modelo Eta

O modelo Eta ( $\eta$ ) tornou-se operacional no CPTEC em 1996 com a finalidade de melhorar a previsão numérica de tempo realizada desde o início de 1995 com o Modelo de Circulação Geral Atmosférico (MCGA). As principais características deste modelo são descritas à seguir tomando como base o trabalho de Black (1994).

##### 3.1.1 Estrutura

###### 3.1.1.1 Coordenada Vertical

A coordenada vertical  $\eta$  foi desenvolvida por Mesinger (1984) com o intuito de remover uma grande quantidade de erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada. A coordenada  $\eta$  é fundamentada na normalização da pressão com a vantagem de que nesta coordenada as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Matematicamente a coordenada  $\eta$  é definida pela expressão:

$$\eta = \left( \frac{p - p_T}{p_s - p_T} \right) \left[ \frac{p_{ref}(z) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right] \quad (3.1)$$

onde,  $p_T$  é a pressão no topo do modelo (25 hPa);  $p_s$  e  $z$  são a pressão e a elevação da fronteira inferior do modelo, respectivamente.  $p_{ref}$  é a pressão de referência. O primeiro termo do lado direito da equação (3.1) é a definição padrão da coordenada sigma e o segundo é o termo de conversão da coordenada vertical sigma na eta ( $\eta$ ). Na Figura 3.1

é apresentada a configuração da estrutura vertical do modelo Eta com 38 camadas na vertical e resolução horizontal de 40 km. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão, enquanto que os números do lado direito indicam aproximadamente a espessura de cada camada.

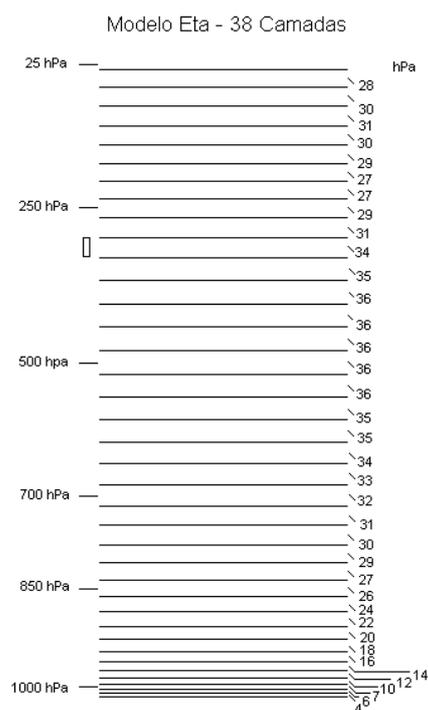


FIGURA 3.1 - Distribuição vertical e espessura das camadas atmosféricas representadas no modelo Eta com 38 níveis. No lado esquerdo estão os níveis atmosféricos padrões e no direito a espessura de cada camada (em hPa).

FONTE: adaptada de Black (1994, p.268).

A camada mais baixa é configurada com aproximadamente 20 metros dentro da atmosfera padrão. As camadas acima aumentam de espessura gradualmente até a alta troposfera para em seguida começar a reduzir a espessura novamente. O máximo gradiente de espessura próximo à superfície é para obter uma melhor representação da camada limite, enquanto o máximo gradiente de espessura próximo à tropopausa possibilita uma melhor representação da inversão em altos níveis (Black, 1994).

### 3.1.1.2 Grade Horizontal

A base da estrutura horizontal do modelo é a *grade E* de Arakawa (Figura 3.2). Cada ponto H define um ponto de massa, enquanto cada ponto V define um ponto de velocidade. A distância (d) entre dois pontos equivalentes e adjacentes define a resolução horizontal do modelo.

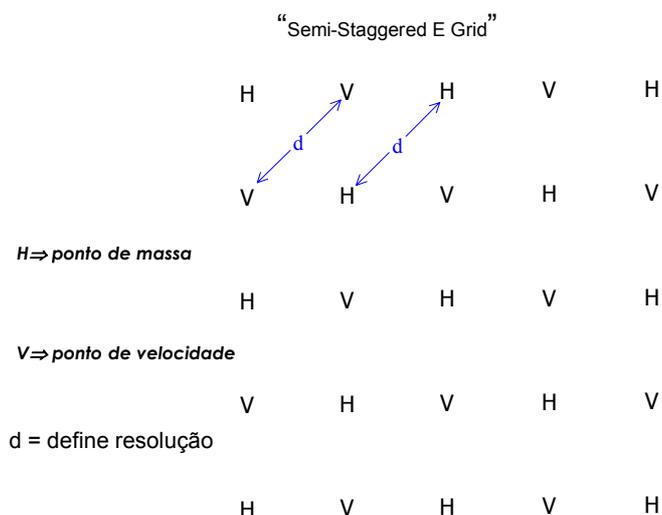


FIGURA 3.2 - Grade do tipo “E” de Arakawa utilizada no modelo Eta e a distribuição dos pontos de massa (H) e de velocidade (V).

FONTE: adaptada de Black (1994, p.270).

A grade-E de Arakawa é definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. O ângulo de rotação para o novo sistema de coordenadas é determinado pelo ângulo formado entre o equador e a reta que liga o centro do domínio do modelo ao meridiano de 0°. Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces.

### 3.1.1.3 Topografia

A topografia é representada por degraus discretos cujos topos coincidem exatamente com as interfaces das camadas do modelo (Figura 3.3). Na determinação destas elevações cada grade horizontal é primeiramente dividida em 16 pontos de sub-grade, de tal forma que se tenha 4 linhas e 4 colunas. Para cada ponto de sub-grade é estabelecido um valor médio de altura calculado a partir dos dados de elevação do terreno na resolução horizontal de 1 km. Para cada ponto de grade é escolhido o maior valor de elevação, o que proporciona oito valores máximos. Destes oito valores máximos é feita uma média que determina para cada grade a altura intermediária. A altura final será obtida simplesmente movendo para cima ou para baixo a altura intermediária em direção a interface do nível que estiver mais próximo. As alturas das interfaces dos níveis do modelo são previamente determinadas de acordo com a atmosfera padrão. Os pontos de massa e de velocidade são determinados na camada intermediária entre dois níveis, enquanto que a velocidade vertical é determinada nas interfaces.

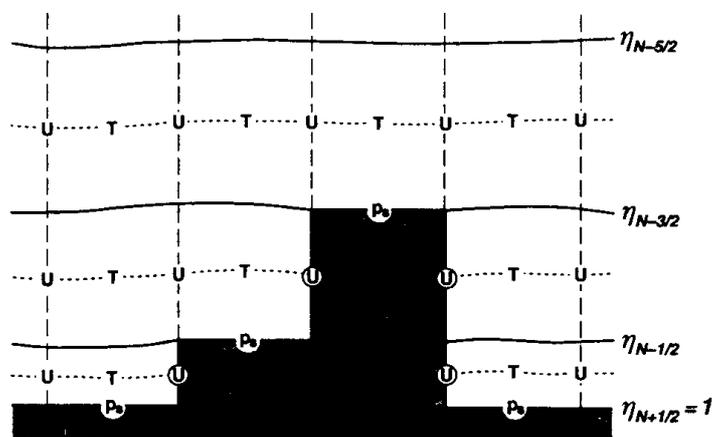


FIGURA 3.3 - Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta.

FONTE: adaptada de Black (1994, p.272).

### 3.1.2 Condições Iniciais e de Contorno

As condições iniciais são obtidas a partir das análises do modelo global T062L28 do NCEP. Os contornos laterais foram atualizados a cada 6 horas com as análises geradas pelo NCEP. As tendências nas bordas são distribuídas linearmente durante o período de 6 horas. A temperatura da superfície do mar (TSM) foi atualizada ao final de cada dia de simulação através da interpolação linear no tempo no caso das simulações longas, e mantida fixa durante as integrações de curto prazo.

### 3.1.3 *Dinâmica*

Segundo Black (1994) a integração no tempo utiliza a técnica de particionamento explícito (Gadd, 1978). Os termos ajustados pelas ondas de gravidade inerciais são integrados separadamente dos termos advectivos. Um esquema “forward-backward” trata dos termos responsáveis por esse ajuste, enquanto o esquema “Euler-backward” modificado, trata dos termos de advecção horizontal e vertical (Janjic, 1979). O esquema de diferenças finitas no espaço emprega um método que controla a transferência de energia para as ondas mais curtas (Janjic, 1979).

### 3.1.4 *Parametrizações Físicas*

#### 3.1.4.1 Difusão Vertical Turbulenta

No modelo de fechamento de turbulência de Mellor-Yamada a energia cinética turbulenta (TKE)  $\frac{e^2}{2}$  é uma variável prognóstica dada pela seguinte expressão:

$$\frac{d(e^2 / 2)}{dt} - \frac{\partial}{\partial z} \left[ \ell S_e \frac{\partial(e^2 / 2)}{\partial z} \right] = \varepsilon_s + \varepsilon_b - \varepsilon \quad (3.2)$$

Onde  $\ell$  é uma escala de comprimento e  $S_e$  uma constante.  $\varepsilon_s$ ,  $\varepsilon_b$  e  $\varepsilon$  são os termos de

produção de energia cinética turbulenta, associados ao cisalhamento e a flutuabilidade térmica, e o termo de dissipação, respectivamente.

Na atmosfera livre é aplicado o esquema de Mellor-Yamada 2.5, e na camada limite planetária (CLP) a parametrização das trocas turbulentas de energia são realizadas através do esquema de Mellor-Yamada 2.0.

Os efeitos da mistura de calor, de *momentum* e de umidade pelo turbulência de pequena escala são representados pela difusão vertical no modelo Eta. Os coeficientes de mistura turbulenta são calculados de acordo com o esquema de fechamento de Mellor e Yamada (1982) nível 2.0. Este método supõe um contrapeso local entre a produção e a dissipação da energia cinética turbulenta. Não há variável prognóstica explícita para descrever a camada limite planetária (CLP). A atmosfera inteira é representada por camadas discretas que podem, ou não, ser parte da CLP. As equações prognósticas para a temperatura e umidade da atmosférica são então acopladas às equações do SSiB para a superfície do solo e para a vegetação. O sistema de equações acopladas é resolvido simultaneamente com a difusão vertical de calor, umidade e *momentum* dada pelo esquema de Mellor-Yamada.

No método do fechamento da turbulência cada variável prognóstica é expressa como a soma de uma parte de grande escala (resolvida) e uma parte de escala turbulenta (sub-grade). Os fluxos verticais, expressos como os termos quadráticos nas quantidades turbulentas são representados pela difusão vertical para baixo do gradiente das quantidades de grande escala, por exemplo:

$$-\overline{(u'w')} = K_m \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.3)$$

Onde  $u'$  e  $w'$  são as componentes zonal e vertical da velocidade turbulenta,  $u$  é a componente zonal da velocidade de grande escala e  $K_m$  é o coeficiente de difusão de *momentum*. A barra sobre o termo do lado esquerdo denota o cálculo da média na

grande escala, e  $z$  representa a coordenada vertical. O método de fechamento da turbulência envolve duas suposições.

1) os coeficientes de difusão são expressos como:

$$K_m = \ell e S_m \quad (3.4)$$

$$K_h = \ell e S_h \quad (3.5)$$

sendo  $K_h$  o coeficiente de difusão para o calor;  $e^2$  é a energia cinética turbulenta, e  $S_m$  e  $S_h$  são os parâmetros de estabilidade para os fluxos de *momentum* e calor, respectivamente.

2) a equação da energia cinética turbulenta (TKE) é fechada supondo que a produção e a dissipação de TKE estejam balanceadas instantaneamente em cada ponto.

Esta suposição conduz a um sistema de equações para  $\ell$ ,  $q$ ,  $S_m$ , e  $S_h$ , que fornecer os coeficientes de difusão vertical utilizados no acoplamento do modelo atmosférico Eta com o esquema de superfície SSiB.

Na superfície, os fluxos de calor sensível ( $H$ ) e de calor latente ( $\lambda E$ ) são gerados em função das diferenças de temperatura do ar e umidade específica entre o nível mais baixo do modelo atmosférico e o nível do dossel e da superfície do solo fornecidas pelo modelo SSiB:

$$H = H_{gs}(\theta_{lmh}, T_c, T_{gs}) + H_c(\theta_{lmh}, T_c, T_{gs}) \quad (3.6)$$

$$\lambda E = \lambda E_{gs}(q_{lmh}, T_c, T_{gs}) + \lambda E_c(q_{lmh}, T_c, T_{gs}) \quad (3.7)$$

Onde  $H_{gs}$  e  $H_c$  são os fluxos de calor sensível associados à fração de solo nu e vegetada, respectivamente. Da mesma forma,  $\lambda E_{gs}$  e  $\lambda E_c$  são os fluxos de calor latente associados à fração de solo nu e vegetada, respectivamente. Nas equações (3.6) e (3.7),  $\theta_{lmh}$  é a temperatura potencial e  $q_{lmh}$  a umidade específica no nível inferior do modelo atmosférico.

#### 3.1.4.2 Radiação

O esquema de cálculo da radiação de onda curta baseia-se no modelo de Lacis e Hansen (1974), enquanto a radiação de onda longa segue o modelo de Fels e Schwarzkopf (1975). Os dois esquemas são chamados a cada duas horas de integração. As tendências de temperatura da atmosfera associadas aos efeitos radiativos são aplicadas após cada passo de tempo. A cobertura de nuvens estratiformes e cumuliformes é diagnosticada com base na umidade relativa e na taxa de precipitação convectiva do modelo. A concentração de dióxido de carbono e de ozônio na atmosfera é climatológica.

#### 3.1.4.3 Esquema de Convecção

O modelo Eta usa um esquema de convecção desenvolvido por Janjic (1994). Este método é uma extensão do esquema introduzido por Betts (1986) e Betts e Miller (1986). Esta parametrização trata tanto a convecção rasa (não precipitante) como a profunda (precipitante). Este esquema é fundamentado no ajuste simultâneo dos perfis de temperatura e umidade específica na direção de um perfil de referência, com um tempo de relaxação prescrito. Maiores detalhes dos processos de convecção rasa e profunda deste esquema são encontrados em Betts e Miller (1986).

### **3.2 Modelo “Simplified SiB”**

O modelo SiB foi primeiramente descrito por Sellers *et al.* (1986). O SiB representou

em seu tempo um grande avanço na modelagem da superfície continental. Ele é considerado, do ponto de vista biofísico, um modelo realista por basear-se nos processos físicos de interação continente-atmosfera. Na sua forma original foi desenvolvido para estudos climáticos em escala global. Xue *et al.* (1991) desenvolveram uma versão simplificada do SiB (o “simplified SiB” – SSiB) com o objetivo de reduzir o custo computacional da primeira versão. Eles introduziram quatro modificações principais: i) a parametrização do ciclo diurno do albedo foi simplificada, substituindo a metodologia “two-stream” por uma aproximação de dependência quadrática com o ângulo zenital e com cobertura de neve; ii) simplificação da dependência da resistência estomática em relação à umidade do solo na zona de raízes; iii) os fluxos de calor, umidade e *momentum* entre o dossel e a atmosfera foram parametrizados com base em uma linearização derivada a partir da teoria de similaridade de Monin-Obukhov; iv) o número de camadas de vegetação foi reduzido de duas para uma.

Dados de vários experimentos de campo foram utilizados para validar e avaliar este modelo, incluindo o “Anglo-Brazilian Climate Observation Study” (ABRACOS) (Xue *et al.* 1996a) e o “Sahelian Energy Balance EXperiment” (SEBEX) (Xue *et al.*, 1996b), entre outros (Xue *et al.*, 1996c, d, e). Maiores detalhes do modelo original (SiB) podem ser encontradas em Sellers *et al.* (1986), com algumas de suas modificações descritas em Sellers *et al.* (1989) e Sato *et al.* (1989). A simplificação do SiB é descrita em Xue *et al.* (1991).

### 3.2.1 Parâmetros dos Biomas

A vegetação originalmente dividida em dois grupos morfológicos (árvores e arbustos) foi modificada e apenas o grupo de árvores (vegetação superior) foi mantido. Dorman e Sellers (1989) comentam sobre a metodologia utilizada na determinação dos 12 tipos de bioma, e apresentam a climatologia global do albedo, comprimento de rugosidade e resistência do dossel geradas pelo modelo SiB original. Na versão simplificada o

número de parâmetros foi reduzido de 40 para 23, os quais podem ser divididos em três categorias: morfológicos, fisiológicos e físicos. Os parâmetros de solo e vegetação adotados no SSiB são apresentados nas Tabelas 1 e 2 do APÊNDICE – A.

### 3.2.2 *Estrutura do Modelo SSiB*

A determinação dos fluxos de energia segue a analogia de um circuito elétrico. Os fluxos de calor são proporcionais a uma diferença de potencial e ao inverso de uma resistência especificada. As resistências aerodinâmicas  $r_a$ ,  $r_b$  e  $r_d$  estão associadas à transferência turbulenta de umidade e calor, enquanto que as resistências de superfície  $r_c$  e  $r_{surf}$  controlam o fluxo de vapor d'água dos tecidos saturados da folhagem e a evaporação do solo nu. A estrutura vertical do solo é dividida em três camadas adjacentes: i) superficial - é pouco espessa e favorece a evaporação direta do solo; ii) de raízes – responsável pela fonte de umidade para a transpiração da vegetação; iii) profunda ou de drenagem - promove o escoamento da água por drenagem gravitacional.

### 3.2.3 *Condições de Contorno atmosféricas*

As condições de contorno atmosféricas são fornecidas a cada passo de tempo ao esquema SSiB a partir das variáveis: temperatura do ar e pressão de vapor d'água no ar, componentes da velocidade horizontal do vento, precipitação, pressão atmosférica e os fluxos de radiação de onda curta e onda longa incidentes à superfície.

### 3.2.4 *Equações Prognósticas*

O SSiB tem como variáveis prognósticas: a temperatura do dossel,  $T_c$ , da superfície do solo,  $T_{gs}$ , e do solo profundo,  $T_d$ ; armazenamento de água por interceptação do dossel,  $M_c$ ; e o grau de saturação em cada camada do solo  $W_1$ ,  $W_2$  e  $W_3$ . As equações prognósticas de temperatura são dadas pelas relações:

$$C_c \frac{\partial T_c}{\partial t} = Rn_c - H_c - \lambda E_c \quad (3.8)$$

$$C_{gs} \frac{\partial T_{gs}}{\partial t} = Rn_{gs} - H_{gs} - \lambda E_{gs} - G_{gs} \quad (3.9)$$

$$C_{gs} \frac{\partial T_d}{\partial t} = 2(Rn_{gs} - H_{gs} - \lambda E_{gs} - G_{gs}) / (365\pi)^{1/2} \quad (3.10)$$

Onde  $Rn_c$ ,  $Rn_{gs}$  são os fluxos de saldo de radiação;  $H_c$  e  $H_{gs}$  são os fluxos de calor sensível a partir do dossel e da superfície do solo;  $\lambda E_c$  e  $\lambda E_{gs}$  são os fluxos de calor latente no dossel e na superfície do solo. Todos, respectivamente.  $G_{gs}$  é o fluxo de calor no solo,  $C_c$  e  $C_{gs}$  são as capacidades caloríficas da vegetação e do solo, respectivamente, e  $\lambda$  é o calor latente de vaporização.

A evapotranspiração do dossel,  $E_c$ , é composta pela contribuição relativa da evaporação da água interceptada da fração úmida da folhagem,  $E_{wc}$ , e pela transpiração da folhagem da porção,  $E_{dc}$ . A transpiração é função direta do conteúdo de água extraído do solo pelas raízes. A evapotranspiração total é a contribuição das duas componentes citadas acima e mais a evaporação do solo nu.

A equação prognóstica do armazenamento de água devido à interceptação da precipitação ( $M_c$ ) é dada pela relação:

$$\frac{\partial M_c}{\partial t} = P_c - D_c - E_{wc} \quad (3.11)$$

onde:  $P_c$ ,  $D_c$ , e  $E_{wc}$  são as taxas de precipitação efetiva sobre o dossel, de drenagem do dossel e de evaporação da porção úmida da vegetação, respectivamente.

Para o prognóstico da umidade do solo em cada camada supõe-se o balanço hídrico de tal forma que:

$$\frac{\partial W_1}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_1} \left[ I - Q_{1,2} - \frac{1}{\rho_w} (E_{gs}) \right] \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial W_2}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_2} \left[ Q_{1,2} - Q_{2,3} - \frac{1}{\rho_w} (E_{dc}) \right] \quad (3.13)$$

$$\frac{\partial W_3}{\partial t} = \frac{1}{\theta_s D_3} [Q_{2,3} - Q_3] \quad (3.14)$$

Onde  $W_i$  é o grau de saturação da umidade em cada camada de solo ( $W_i = \theta_i / \theta_s$ ,  $i = 1, \dots, 3$ ) e  $\theta_i$  a umidade volumétrica do solo.  $D_i$  é espessura da  $i$ -ésima camada do solo e os termos  $Q_{i+1}$  e  $Q_3$  representam o escoamento entre as camadas  $i$  e  $i+1$  e mais o escoamento por drenagem gravitacional para o aquífero, respectivamente.  $E_{dc}$  é a extração de umidade na  $i$ -ésima camada por transporte do dossel, e  $I$  a infiltração da precipitação na camada superficial que obedece as seguintes condições:

$$I = \text{mínimo} (P_{ef}, K_s), \text{ se } W_1 < 1 \quad (3.15)$$

$$I = 0, \text{ se } W_1 = 1$$

onde  $P_{ef}$  é a taxa de precipitação efetiva no solo e  $K_s$  a condutividade hidráulica à saturação. A precipitação efetiva é dada por:

$$P_{ef} = P - P_c + D_c \quad (3.16)$$

### 3.2.5 Fluxo de Calor Sensível

Supondo que o armazenamento de calor ou umidade nos nós do circuito das resistências idealizadas seja nulo, o fluxo total de calor sensível do dossel e da superfície é dado por:

$$H = \rho c_p \left[ \frac{(T_{gs} - T_a)}{r_d} + \frac{2(T_c - T_a)}{r_b} + \frac{(T_a - T_{lmh})}{r_a} \right] \quad (3.17)$$

Onde  $T_a$  é a temperatura do ar no nível de referência.

### 3.2.6 Fluxo de Calor no Solo

O fluxo de calor no solo,  $G_{gs}$ , é definido supondo-se o solo como uma camada homogênea e isotérmica com temperatura profunda  $T_d$  e de capacidade calorífica variável com o conteúdo de água presente na camada superficial do solo, obtendo-se:

$$G_{gs} = \frac{2\pi C_{gs}}{\tau} (T_{gs} - T_d) \quad (3.18)$$

onde  $\tau$  é a duração do dia em segundos (86400s) e  $C_{gs}$  é a capacidade calorífica do solo.

### 3.2.7 Evaporação e Interceptação da Precipitação

A interceptação da precipitação pela vegetação é determinada por um modelo análogo à atenuação da radiação. As taxas de precipitação interceptada ( $P_c$ ) e de drenagem do dossel ( $D_c$ ) são dadas pelas equações:

$$P_c = P [1 - \exp(-K_c L_{tc})] V_c \quad (3.19)$$

$$D_c = \begin{cases} 0 & \text{se } M_c < S_c \\ P_c & \text{se } M_c = S_c \end{cases} \quad (3.20)$$

Onde  $K_c$  é o coeficiente de extinção para o dossel, e  $S_c$  é o valor de saturação de  $M_c$ .  $L_{tc}$  é o índice de área foliar, e  $V_c$  a fração de folhas verdes.

A fração da área molhada na folhagem do dossel é definida por:

$$W_c = \begin{cases} M_c/S_c & , 0 \leq W_c \leq 1, \text{ se } e_s(T_c) > e_a \\ 1 & \text{se } e_s(T_c) < e_a \end{cases} \quad (3.21)$$

Onde  $e_s(T)$  é a pressão de vapor d'água no ar à saturação na temperatura  $T$ , e  $e_a(T)$  é a pressão do vapor d'água no ar em um nível de referência. O fluxo total de calor latente  $\lambda E$  é a soma das contribuições relativas à vegetação e ao solo nu, de forma que tem-se:

$$\lambda E = \lambda E_c + \lambda E_{gs} \quad (3.22)$$

Onde os fluxos de calor latente devido à vegetação ( $\lambda E_c$ ) e ao solo nu ( $\lambda E_{gs}$ ) são dados por:

$$\lambda E_c = (e_s(T_c) - e_a) \frac{\rho c_p}{\gamma} \left[ \frac{W_c}{r_b} + \frac{1 - W_c}{r_a + r_c} \right] \quad (3.23)$$

$$\lambda E_{gs} = (h_s e_s(T_{gs}) - e_a) \frac{\rho c_p}{\gamma} \left[ \frac{1}{r_{sup} + r_d} \right] \quad (3.24)$$

onde  $h_s$  é um fator de ajuste que é função do conteúdo de água na camada superficial do solo. O termo  $W_c$  é a fração da caixa de grade coberta por vegetação.

### 3.2.8 Difusão da Água no Solo

Um modelo isotérmico de 3 camadas de solo é usado na determinação da difusão hidráulica e drenagem gravitacional para o aquífero. O escoamento superficial é obtido por  $P_{ef} - I$ , onde  $I$  é a taxa de infiltração de água na camada superior do solo. A transferência de água entre as camadas de solo é dada por:

$$Q_{i,i+1} = K_m \left[ 1 + 2 \frac{\Psi_i - \Psi_{i+1}}{D_i + D_{i+1}} \right], i = 1, 2 \quad (3.25)$$

em que a condutividade hidráulica média ( $K_m$ ) das camadas é dada pela expressão:

$$K_m = \frac{(D_i K_i + D_{i+1} K_{i+1})}{(D_i + D_{i+1})} \quad (3.26)$$

A condutividade hidráulica ( $K_i$ ) e o potencial matricial ( $\psi_i$ ) de cada camada são dados por (Sellers *et al.*, 1986):

$$K_i = K_s W_i^{(2B+3)} \quad (3.27)$$

$$\psi_i = \psi_s W_i^{-B} \quad (3.28)$$

O escoamento na última camada por drenagem gravitacional é tomado como:

$$Q_3 = K_s W_3^{(2B+3)} \text{sen} \hat{\alpha} \quad (3.29)$$

onde  $\hat{\alpha}$  é o ângulo de inclinação associado com a perda de água para o aquífero.

### 3.2.9 Transferência Radiativa no Dossel

O SiB original usa a aproximação “two-stream” na representação da interceptação, reflexão, transmissão e absorção da radiação no interior do dossel. Este método descreve os gradientes dos fluxos difusos verticais de radiação incidente e emergente no interior do dossel. Representa na prática a integração matemática dos processos de espalhamento e atenuação da radiação direta e difusa pela folhagem (Sellers *et al.*, 1986). Maiores detalhes deste esquema podem ser encontrados em Dickinson (1984), e Sellers *et al.* (1986).

Desta forma, as propriedades ópticas de cada bioma são associadas às faixas do espectro da radiação fotossinteticamente ativa, radiação solar no infra-vermelho próximo (componentes direta e difusa) e da radiação terrestre do infra-vermelho termal (componente difusa). A solução do conjunto de equações fornece os fluxos verticais de radiação emergente no topo do dossel, para cada faixa, considerando-se o meio isotrópico (Sellers *et al.*, 1986). Um método numericamente mais eficiente para calcular o albedo foi desenvolvido por Xue *et al.* (1991) e implementado na versão simplificada (SSiB). Para um tipo específico de vegetação o albedo é uma função do estado da vegetação, do ângulo zenital e da cobertura de neve. O albedo da superfície é modelado com uma variação diurna, onde o seu valor mínimo ocorre ao meio-dia local. Em virtude da variação do albedo com ângulo solar ser bem regular, uma equação quadrática é utilizada para descrever sua variação diurna. A equação foi ajustada através dos resultados gerados pelo modelo de transferência radiativa “two stream”. Segundo Xue *et al.* (1991), a comparação entre as duas metodologias mostrou uma boa concordância entre as duas curvas. A expressão para o albedo é da seguinte forma:

$$\mu = A \cos \xi + B \cos^2 \xi + C\delta + D\delta^2 + E \quad (3.30)$$

Os coeficientes da equação quadrática (A, B, C, D, e E) dependem do tipo da vegetação, sendo  $\xi$  o ângulo zenital e  $\delta$  a fração de cobertura de neve.

### 3.3 Modelo de Balanço Hídrico

Apesar das inúmeras incertezas associadas a aplicação de modelos simples para estimativa do balanço de água no solo, muitos trabalhos têm aplicado este tipo de metodologia para estudos que vão desde estimativas de captação de águas em bacias hidrográficas, até balanço de água global e cenários de mudanças climáticas (Thornthwaite, 1942, 1948; Manabe, 1969; Willmott *et al.*, 1985; Mintz e Serafini, 1992; Mintz e Walker, 1993).

A popularidade destes modelos em estudos hidrológicos deve-se, principalmente, a sua simplicidade, necessitando de poucos dados de entrada que, dependendo do modelo podem ser: precipitação, temperatura, saldo de radiação e capacidade armazenamento de água no solo. Na aplicação em estudos de bacias esta metodologia fornece estimativas do escoamento superficial e profundo da água que alimenta os rios e aquíferos. Os resultados mostram boa aproximação com as medidas de vazões dos rios em base anual. Algumas questões importantes ainda precisam ser resolvidas nos cálculos do balanço de água no solo. Uma delas refere-se à disponibilidade de dados diários, que na maioria das vezes é escassa, quando então dados mensais devem ser utilizados. Outra questão é como obter a distribuição espacial de variáveis climáticas a partir de medidas pontuais com baixa representação espacial. Da mesma forma, a escolha do melhor método para a estimativa da evapotranspiração potencial, levando-se em conta a falta de informações, também é uma tarefa difícil.

Nesta seção é apresentado o modelo de balanço hídrico utilizado neste trabalho para gerar os valores das condições iniciais do conteúdo de água no solo para as integrações do modelo regional. O modelo de balanço hídrico é uma adaptação para a América do Sul daquele apresentado e avaliado por Oyama e Nobre (2002). As características e modificações introduzidas no modelo de balanço hídrico são mostradas nas próximas seções.

### 3.3.1 *Dados Climáticos*

Nesta seção são descritos os conjuntos de informações utilizadas como forçantes, bem como algumas parametrizações usadas na elaboração do modelo hidrológico.

#### 3.3.1.1 Radiação

Os dados globais de radiação foram obtidos a partir das médias mensais disponíveis para um período de 96 meses (julho de 1983 a junho de 1991) que compõem o “Surface Radiation Budget” (SRB). Este conjunto de dados foi derivado de variada fonte de informações, sendo as principais o “International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP-C1)”, e o “Earth Radiation Budget Experiment (ERBE)”. A missão do SRB foi usar estas duas bases de dados como informações de entrada para os modelos de estimativa de radiação utilizando informações de satélites. Os dados foram originalmente gerados em uma resolução horizontal de 2,5° e posteriormente interpolados para 1°. Através das informações mensais das componentes do balanço de radiação à superfície, foi derivado o saldo de radiação à superfície para os oito anos.

#### 3.3.1.2 Precipitação, Temperatura e Umidade Atmosférica

Foram utilizados dados globais de totais mensais de precipitação e média mensal de temperatura do ar do ano de 1996. As características deste conjunto de dados são descritas no “Global Air Temperature and Precipitation: Regridded Monthly and Annual Climatologies” (Willmott e Matusura, 1998). Os dados estão disponíveis na rede em uma resolução horizontal de 0,5° e sobre o continente (<http://dss.ucar.edu/datasets/ds236.0/data>). Estes dados foram recortados sobre a América do Sul e utilizados como forçantes do modelo hidrológico configurado na mesma resolução horizontal. Os dados de umidade atmosférica utilizados são médias mensais em pontos de grade geradas a partir das observações pontuais coletadas nas estações de superfície em todo o Brasil, gerenciadas pelo Instituto Nacional de

Meteorologia (INMET) e pela Agência Nacional de Energia Elétrica (ANEEL), e disponíveis no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC).

### 3.3.2 Descrição do Modelo

A estimativa do balanço de água no solo é a forma mais simples de calcular a água que fica armazenada no solo. Este tipo de modelo usa um esquema de estimativa simples para prognosticar o conteúdo de água que fica armazenada no solo, a evapotranspiração, e o escoamento da água. A equação de conservação de massa para a água no solo pode ser escrita da seguinte forma:

$$Z \frac{\partial W}{\partial t} = P - E - R \quad (3.31)$$

Na equação (3.31)  $W = \theta/\theta_s$  é o grau de saturação do solo (adimensional): razão entre o conteúdo volumétrico de água presente no solo ( $\theta$ ) e o máximo conteúdo que o solo pode armazenar ( $\theta_s$ );  $R$  representa o escoamento total da água incluindo as partes superficial e de drenagem profunda (mm/dia);  $P$  é a precipitação que atinge a superfície (mm/dia);  $E$  é a evapotranspiração (mm/dia);  $Z$  é a profundidade do solo (1500 mm), e  $t$  é o tempo (dia). O movimento lateral (entre pontos de grade) da água do solo não foi considerado neste modelo, como também, o congelamento da água da chuva nas regiões com temperatura abaixo de zero. Isto provavelmente não introduz grandes erros no balanço hídrico sobre a região da América do Sul, visto que a ocorrência de temperaturas muito baixas é verificado apenas em algumas áreas dos Andes.

#### 3.3.2.1 Cálculo da Evapotranspiração Potencial

Um aspecto do balanço hídrico continental que envolve grandes incertezas e ambigüidades é a estimativa da evapotranspiração potencial ( $ET_p$ ). Thornthwaite (1948) foi o primeiro a usar o conceito de evapotranspiração potencial como uma medida da demanda de umidade atmosférica para substituir outros indicadores comuns, tais como

temperatura do ar, e evaporação do tanque classe “A”. A  $ET_p$ , sobre o continente, refere-se à máxima taxa de transferência de vapor d’água de uma área extensa, completamente coberta por vegetação saudável, uniforme e sem restrições hídricas. Fatores como o controle estomático e o ciclo fenológico da vegetação também influenciam na taxa de evapotranspiração.

### 3.3.2.2 Equação de Penman-Monteith

Em 1948 Penman combinou o balanço de energia com o método de transferência de massa, e deduziu uma equação para calcular a evaporação de uma superfície de água livre, a partir de registros climáticos de insolação, temperatura, umidade e velocidade do vento no nível do abrigo meteorológico. Este método combinado vem sendo modificado ao longo do tempo no intuito de ampliar sua sensibilidade e precisão. Com base nesse método Monteith (1981) introduziu termos de resistência aerodinâmica e de resistência estomática à transferência de vapor d’água. Uma expressão mais completa e precisa foi obtida para determinar a evapotranspiração assumindo que os processos de transferência de calor sensível e latente, entre a superfície vegetada e a atmosfera, ocorrem em um dado nível de referência próximo a tal superfície. Brutsaert (1982) considera o modelo Penman-Monteith (como foi designado) a forma mais completa para a estimativa da evapotranspiração.

O método de Penman-Monteith requer o conhecimento de um grande número de termos, sendo mais comumente aplicado às pesquisas. Seus resultados foram comparados aos obtidos por diferentes formulações da equação de Penman e com medidas lisimétricas, principalmente na determinação da evapotranspiração de referência, por exemplo: (Vanzyl e De Jager, 1987; Allen *et al.*, 1989; Jensen *et al.*, 1990). Ao comparar os fluxos de energia medidos com os estimados pela equação de Penman-Monteith, Inclán e Forkel (1995) constataram que a partição entre os fluxos de calor sensível e latente apresentou boa aproximação com os valores medidos em lisímetros. O surgimento de um grande número de funções e correções para a equação de Penman tem acarretado confusões no seu uso entre cientistas e profissionais da área.

Para solucionar o problema foi eleito, com base em expressivo número de experimentos, que o método de Penman-Monteith é o mais recomendado para a determinação da evapotranspiração de referência.

A nomenclatura de resistências do método Penman-Monteith distingue entre fatores de resistência aerodinâmica e resistência da superfície. Os meios de controle da superfície são combinados freqüentemente em um parâmetro, a resistência da superfície, que opera em série com a resistência aerodinâmica. A resistência da superfície,  $r_s$ , descreve a resistência do fluxo de vapor à abertura estomática e a razão entre área total da folha e a da superfície do solo (Índice de Área Foliar – IAF). A resistência aerodinâmica,  $r_a$ , descreve a influência da fricção do ar, que escoia acima do dossel, no fluxo de vapor d'água. Apesar da complexidade das trocas turbulentas de calor, *momentum* e umidade que ocorrem no dossel, os dois termos de resistências possibilitam boas correlações entre as taxas de evapotranspiração medida e calculada, especialmente para uma superfície de referência (Allen *et al.*, 1994). A forma combinada da equação de Penman-Monteith utilizada no modelo hidrológico é:

$$\lambda E = \frac{\Delta R_n + \rho c_p (e_s - e_a) / r_a}{\Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_s}{r_a} \right)} \quad (3.32)$$

Onde  $R_n$  é o saldo de radiação à superfície ( $W/m^2$ ),  $e_s - e_a$  representa o déficit de pressão de vapor d'água no ar (Pa),  $\rho$  é a densidade do ar ( $kg/m^3$ ),  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $\Delta$  representa a inclinação da curva de saturação do vapor d'água em relação a temperatura e  $\gamma$  é o parâmetro psicrométrico. Na equação anterior as variáveis  $\gamma$ ,  $\Delta$  e  $p_s$  são definidas por:

$$\gamma = \frac{c_p p_s}{0,622 \lambda} \quad (3.33)$$

$$\Delta = \frac{de_s}{dT} \quad (3.34)$$

$$P_s = P_{ref} \left[ \frac{T_{ref} - 0,065h}{T_{ref}} \right]^{g/(0,065R)} \quad (3.35)$$

Onde h é a altitude (m);  $P_s$  a pressão à superfície (Pa);  $T_{ref}$  a temperatura (K),  $P_{ref}$  a pressão da atmosfera padrão ao nível médio do mar (Pa); g a aceleração da gravidade ( $m/s^2$ ) e R a constante do gás para o ar seco.

### 3.3.2.3 Cálculo da Evapotranspiração Real

Na estimativa da evapotranspiração real, ou seja, na inclusão do controle da superfície no fluxo de vapor d'água, foram aplicados fatores de estresse associados às condições atmosféricas e também à umidade do solo. A resistência da superfície representa o controle fisiológico das plantas ao fluxo de vapor através da transpiração da vegetação. A resistência aerodinâmica foi considerada como um valor constante de 100 s/m.

A resistência da superfície foi atribuída em função do tipo de vegetação através dos parâmetros de índice de área foliar e resistência mínima de cada bioma conforme Dickinson (1984), e ajustada às condições ambientais aplicando-se os fatores de estresse, da seguinte forma:

$$r_s = \frac{r_{min}}{IAF(f_v f_w)} \quad (3.36)$$

Onde  $f_v$  é o fator de estresse devido ao déficit de pressão de vapor,  $f_w$  é o fator de estresse devido a umidade do solo, e  $r_{min}$  é a resistência mínima associada ao tipo de vegetação. A resistência da superfície ( $r_s$ ) quando aplicada na equação (3.32) fornece a estimativa da evapotranspiração real. Os fatores de estresse utilizados são baseados nas

expressões de Sellers *et al.* (1986) no caso de  $f_v$ , e em Cox *et al.* (1998) para  $f_w$ , as quais são dadas por:

$$f_v = 1 - 0,0275(e_s - e_a) \quad (3.37)$$

$$f_w = \frac{1 - e^{(-1,7\theta/\theta_s)}}{1 - e^{-1,7}} \quad (3.38)$$

As Figuras (3.4) e (3.5) mostram a variação dos fatores de estresse  $f_v$  e  $f_w$  em função do grau de saturação do solo e do déficit de pressão de vapor no ar, respectivamente. Quanto menor a umidade do solo menor é  $f_v$ , o que implica em uma maior resistência da superfície. Uma redução na umidade do ar, ou seja, um maior déficit de pressão de vapor implica no aumento da resistência da superfície. Sendo assim, os dois fatores agem no mesmo sentido estabelecendo o controle da superfície na evapotranspiração.

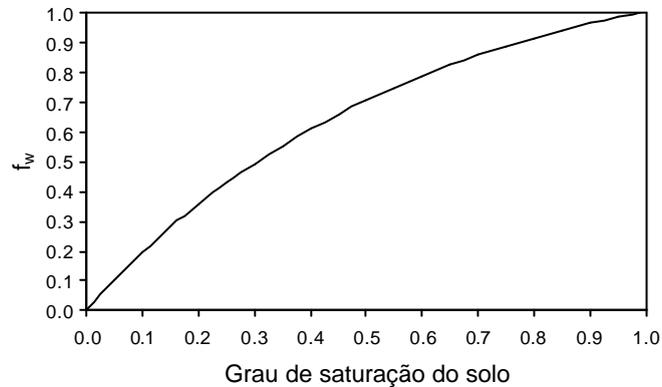


FIGURA 3.4 - Variação de  $f_w$  em função do grau de saturação do solo.

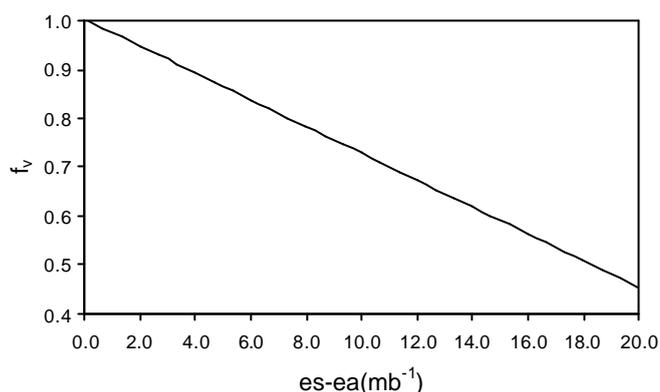


FIGURA 3.5 - Variação de  $f_v$  em função do déficit de pressão de vapor d'água na atmosfera.

#### 3.3.2.4 Cálculo do Escorrimento Total

A estimativa de  $\mathbf{R}$  foi baseada no trabalho de Candido *et al.* (2001), que utilizou os resultados de simulações climáticas (9 membros) do modelo global T62L28 do CPTEC para um período de 10 anos (1982-1991/*rodada longa*) (Cavalcanti *et al.*, 2001). A partir dos resultados foi formulado um modelo considerando de forma simplificada os principais processos envolvidos na interação continente-atmosfera em escala mensal, mas que representasse de forma aproximada o modelo SSiB. Os resultados mostraram que em escala mensal o escoamento total da água do solo, na forma como é representado pelo esquema SSiB, pode ser aproximado por uma relação de dependência exclusiva com a umidade do solo na camada ativa. A equação obtida é da forma:

$$R = C_1 \left( \frac{\theta}{\theta_s} \right)^{C_2} \quad (3.39)$$

as constantes  $C_1$  e  $C_2$  foram ajustadas utilizando-se um procedimento numérico com base na minimização do erro quadrático médio entre a curva ajustada e os dados da rodada longa (Figura 3.6). Este procedimento indicou que os valores de  $C_1 = 38,0$  e  $C_2 = 11,0$  são os que fornecem o menor erro e maior coeficiente de correlação.

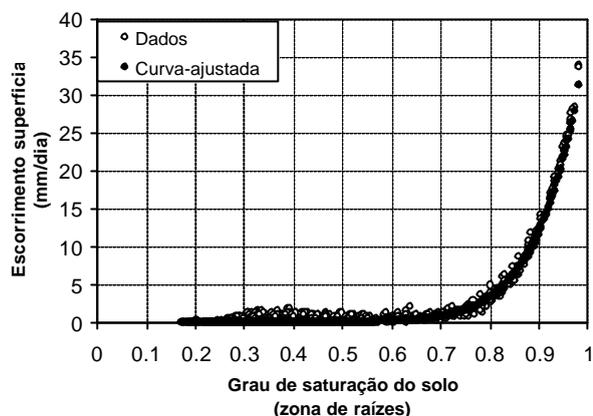


FIGURA 3.6 - Relação entre o escoamento total e o grau de saturação do solo juntamente com a função ajustada.

FONTE: adaptada de Candido *et al.* (2001).

### 3.3.2.5 Cálculo da Energia Disponível à Superfície

Para a estimativa da energia disponível à superfície foi estabelecida uma relação funcional desta com a temperatura do ar. Esta dependência foi gerada a partir dos dados observados de temperatura do ar e saldo de radiação à superfície. Os campos de temperatura foram interpolados para a mesma resolução horizontal dos campos de saldo de radiação. A média anual foi obtida considerando o mesmo período de oito anos de disponibilidade de dados de saldo de radiação. O objetivo foi determinar uma relação entre temperatura do ar e saldo de radiação sobre a região da América do Sul, que pudesse ser utilizada em modelos simplificados de balanço hídrico, destinados aos estudos regionais e em escala climática. A Figura 3.7 mostra o gráfico de espalhamento entre a média anual de temperatura do ar e do saldo de radiação à superfície. Esta relação foi obtida para o setor 45°S a 20°N e 30°W a 90°W, considerando apenas os dados sobre o continente. Pode ser verificado que, em escala regional, o saldo de radiação apresenta uma dependência exponencial com a temperatura do ar bastante forte, sendo mais intensa para temperaturas mais amenas. A Figura 3.7 também mostra que para temperaturas mais elevadas o espalhamento dos pontos é maior, o que pode estar

associado à influência da cobertura de nuvens. O coeficiente de determinação da curva ajustada foi alto (0,91) e o erro quadrático médio de  $15,0 \text{ W/m}^2$ , com um total de 1301 pontos de grade utilizados na sua obtenção. A curva de melhor ajuste aos dados é da forma:

$$R_n = 12.08 \exp(0,0938 T_a) \quad (3.40)$$

A limitação deste tipo de equação é sua restrição à região para a qual foi estabelecida e, apesar do bom coeficiente de ajuste, a série de dados utilizada não é representativa de climatologia. Para temperaturas mais baixas a extrapolação sugere uma representação linear.

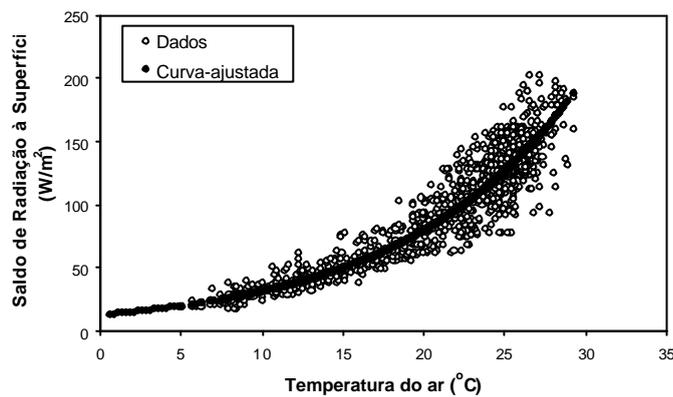


FIGURA 3.7 - Relação obtida entre o saldo de radiação à superfície e a temperatura do ar juntamente com a função ajustada.

### 3.3.2.6 Capacidade de Armazenamento de Água no Solo

No cálculo do balanço de água no solo é necessário estimar a capacidade do solo em armazenar água. Alguns termos são utilizados na literatura para definir a capacidade de armazenamento de água no solo sobre diferentes condições. A capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ) é definida como o conteúdo de água que fica armazenado quando o solo atinge o

equilíbrio após a drenagem ter cessado. A capacidade de campo depende da textura do solo e também do teor de matéria orgânica presente nele. O ponto de murcha permanente ( $\theta_{pm}$ ) ou o limite inferior de água disponível é definido como o conteúdo de água em que as plantas não conseguem mais extrair água do solo na quantidade ideal para manter o seu metabolismo e então começa a murchar. Valores típicos de sucção associados com a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente são  $-10$  kPa e  $-1500$  kPa, respectivamente. Tal como o conteúdo de água no solo, a capacidade de campo e ponto de murcha são definidos em termos de volume de água por volume de solo. Dadas estas duas definições, a água disponível para a evapotranspiração após a drenagem cessar equivale à diferença entre a capacidade de campo e o ponto de murcha permanente. A Tabela 3.2 apresenta os valores típicos de capacidade de campo e ponto de murcha permanente em função das classes de textura do solo.

TABELA 3.2 - Valores dos conteúdos volumétricos de água no solo típicos para as condições de capacidade de campo (cc) e ponto de murcha (pm) para as 12 classes de textura (ver Tabela 3.4).

Textura	$\theta_{cc}$	$\theta_{pm}$
1	0.129	0.050
2	0.125	0.052
3	0.200	0.092
4	0.349	0.170
5	0.349	0.170
6	0.254	0.125
7	0.253	0.148
8	0.320	0.195
9	0.368	0.235
10	0.291	0.202
11	0.372	0.257
12	0.375	0.268

## 3.4 Mapa de Solos

### 3.4.1 *Funções de Pedo-Transferência*

Muitos bancos de dados de solos não dispõem de informações de propriedades importantes do solo, tais como: condutividade hidráulica e potencial de água máximos. Isto torna difícil a obtenção ou o desenvolvimento de uma representação geográfica da superfície que inclua a heterogeneidade espacial dos mesmos. Um método indireto para a estimativa das propriedades de retenção de água pelo solo é através da utilização de Funções de Pedo-Transferência (FPT), que são definidas pelas informações obtidas em amostragem de perfis de solo. As FPT são, em geral, equações de regressão derivadas a partir de grandes conjuntos de dados de perfis de solos, com alto nível de confiança estatística entre duas ou mais propriedades físicas do solo.

Os modelos de FPT são usualmente derivados de dados de distribuição de partículas (frações de areia, argila e limo) e/ou matéria orgânica e/ou densidade do solo. Estas propriedades físicas têm papel importante na determinação das características de retenção da água pelo solo. A natureza estatística das FPT implica que elas, por serem obtidas de uma diversificada fonte de dados de solo, têm a possibilidade de generalização, particularmente quando são utilizadas diferentes bases de dados pedológicos.

Três diferentes modelos de FPT (Rawls *et al.*, 1982; Saxton *et al.*, 1986; e Batjes, 1996) são comumente utilizados na derivação de algumas propriedades hidráulicas dos solos, com aplicação à modelagem. O grande problema destes modelos se refere ao fato de serem válidos para solos de textura variando de média a grossa, não contemplando solos de textura fina comuns na região tropical. Rawls *et al.* (1982) e Saxton *et al.* (1986) utilizaram cerca de 1300 perfis de solos da América do Norte. Batjes(1996) tem utilizado dados de vários continentes do globo. A inexistência de funções de pedo-transferência para solos brasileiros foi suprida em parte pelos trabalhos de Tomasella *et*

al (2000) e Rossato (2001) que obtiveram FPTs para determinar os parâmetros do modelo de Van Genuchten (1981 – VG81) a partir de dados dos solos brasileiros.

### 3.4.2 Propriedades Hidráulicas do Solo

O movimento da água no solo (infiltração, escoamento superficial, difusão e drenagem) no SSiB é governada por equações que procuram caracterizar o solo através de relações empíricas, determinadas por Clapp e Hornberger (1978) (CH78). As relações que descrevem a condutividade hidráulica e o potencial de água no solo não são linearmente relacionados à umidade do solo através de um conjunto de parâmetros. Devido às diferenças na base teórica dos modelos de CH78 e VG81 não foi possível definir relações de recorrência para converter os parâmetros de um modelo nos do outro, impedindo a utilização dos parâmetros definidos por Tomasella *et al.* (2000) e Rossato (2001) neste trabalho. Os parâmetros hidráulicos utilizados no SSiB são apresentados na Tabela 3.3 para cada classe de textura de solo.

TABELA 3.3 - Parâmetros hidráulicos do solo para as classes de textura.

Textura	$\theta_s$ (mm <sup>3</sup> /mm <sup>3</sup> )	$\psi_s$ (m)	$K_s$ (m/s)	B
1	0.395	0.035	1.8E-04	4.1
2	0.410	0.018	1.6E-04	4.4
3	0.435	0.072	3.5E-05	4.9
4	0.485	0.566	7.2E-06	5.3
5	0.485	0.566	7.2E-06	5.3
6	0.451	0.146	7.0E-06	5.4
7	0.420	0.086	6.3E-06	7.1
8	0.477	0.146	1.7E-06	7.8
9	0.476	0.361	2.5E-06	8.5
10	0.426	0.062	2.2E-06	10.4
11	0.492	0.174	1.0E-06	10.4
12	0.482	0.186	1.3E-06	11.4

A associação entre os códigos de textura e nome explícito no triângulo de textura é dada na Tabela 3.4:

TABELA 3.4 - Nomes das classes de textura.

Código	Classe de textura
1	areia
2	areia franca
3	franco arenoso
4	franco siltoso
5	silte
6	franco
7	franco argilo arenoso
8	franco argilo siltoso
9	franco argiloso
10	argila arenosa
11	argila siltosa
12	argila

Por textura de um horizonte ou camada de um dado solo entende-se a proporção relativa, em tal horizonte ou camada, de lotes constituídos por partículas minerais de dimensões compreendidas em certos limites. Para definição das classes de textura consideram-se diversos lotes da chamada terra fina, que passa por um crivo (peneira) com orifícios de 2 mm de diâmetro. A Tabela (3.5) apresenta os limites padrões de diâmetros das partículas dos principais elementos do solo, adotados internacionalmente.

TABELA 3.5 - Escala internacional de Attenberg.

Elemento constituinte	Diâmetro das partículas
Areia grossa	2 - 0,2 mm
Areia fina	0,2 - 0,02 mm
Limo	0,02 - 0,002 mm
Argila	< 0,002 mm

Os solos constituídos de grande porcentagem de areia são filtrantes e drenados favorecendo a penetração de água, ar e raízes. Sua principal característica é a fraca capacidade de retenção de águas e nutrientes, com grande sensibilidade à erosão devido à fraca coesão entre as partículas. Os solos constituídos de frações significantes de areia fina e limo são compactos e asfíxiantes, de forma que a água escorre à superfície resultando em drenagem e arejamento muito deficientes. Fornecem más condições de vida às plantas e microorganismos. Nos solos argilosos, devido a sua alta capacidade de reter água e nutrientes, o movimento de água, ar e raízes é lento. Este tipo de solo apresenta menor risco de erosão.

### 3.4.3 Classes de Textura

A textura é a propriedade mais permanente de um solo e, geralmente, sofre alterações apenas em períodos longos de tempo. O comportamento físico e químico dos solos minerais depende fortemente das proporções relativas de areia, limo e argila, que determinam propriedades afins. Existem 12 classes de textura apresentadas no Triângulo de Textura de Solos (TTS) (Figura 3.8). Cada setor do TTS representa os intervalos de proporções relativas teóricas dos conteúdos de areia, limo e argila.

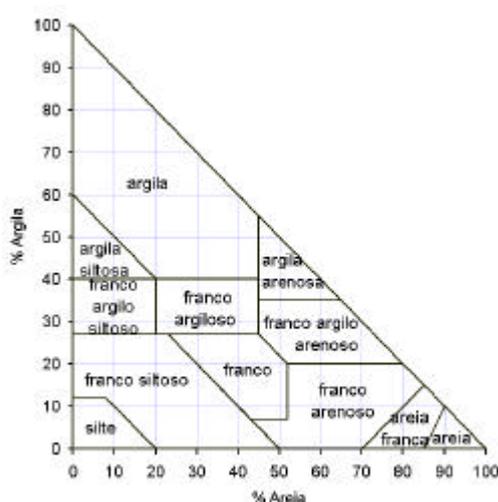


FIGURA 3.8 - Representação das classes de textura do solo em termos das frações de areia e argila (triângulo de textura).

### 3.4.4 Mapa de Textura do Solo

A confecção do mapa de textura para o modelo SSiB foi baseada em vários conjuntos de dados.

- Mapas globais de propriedades de solos de Reynolds (1999), disponível na rede (<http://www.ngdc.noaa.gov/seg/eco/cdroms/reynolds/reynolds/reynolds.htm>). Este conjunto de dados inclui porcentagens de areia, limo e argila e ainda porosidade. É baseado no Mapa Mundial de Solos (MMS) (FAO, 1995) reunindo um banco de

dados global de mais de 1300 “pedons”. A resolução espacial é de 5 minutos com duas camadas de solo (0-30 cm e 30-100 cm)

- Mapa de Solos do Brasil (MSB) (EMBRAPA, 1981) e dados de perfis de solos coletados durante as últimas décadas pelo projeto RADAM (IBGE, 1973-1987).

O MSB demarca apenas os contornos das unidades de mapa, enquanto as propriedades e profundidades dos solos são indiretamente relacionados às unidades de solos. Este tipo de mapa temático é elaborado segundo o modelo *cloroplético* de representação, no qual as entidades básicas são polígonos, definidos por classes de atributos, supostamente homogêneos em toda a entidade. Uma unidade (ou grupo) de solo é a mais básica unidade na legenda do MSB, definida segundo o sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA, 1998). Embora não explícito no mapa, as unidades de solo ainda são distinguidas por características e propriedades, que as diferenciam em subclasses, tais como: eutrófico, distrófico ou álico. Além disso, números sequenciais ordenam a identificação de classes que pertencem a mesma unidade taxonômica, mas com distinção quanto à vegetação, ao relevo e a fase de pedregosidade.

A limitação deste tipo de informação está no fato de ela ignorar a variabilidade espacial do fenômeno natural, podendo a representação de bordas (limites das classes) implicar em mudanças abruptas do fenômeno, em curtas distâncias. Uma alternativa para o modelo *cloroplético* é o método de classificação *contínua*, onde um novo atributo quantitativo é associado ao atributo qualitativo, e representado segundo uma grade numérica regular, criando um modelo de variação espacial contínua.

O solo é um corpo natural da superfície terrestre, independente e dinâmico, resultante da ação cumulativa dos fatores clima, organismos (vegetais e animais), rocha-mãe, relevo e tempo, designados conjuntamente por fatores pedogenéticos ou fatores de formação do solo. Além destes fatores consideram-se também o homem e a água no solo (Oliveira *et al.*, 1992). A ação do clima e dos organismos sobre a rocha-mãe é condicionada pelo relevo do terreno e depende da extensão e do período de tempo transcorrido desde que

se iniciou a diferenciação de horizontes num dado local. A rocha-mãe fornece os constituintes minerais do perfil; a vegetação, que se instala praticamente desde o começo da alteração das rochas, dá origem à acumulação de matéria orgânica. No processo de desenvolvimento do perfil do solo, o clima, o relevo e o tempo são os fatores mais importantes atuando com a rocha-mãe e a vegetação. As características do solo e o grau de desenvolvimento dos horizontes dependem da interação de todos estes fatores (Oliveira *et al.*, 1992).

De acordo com Oliveira *et al* (1992), destes fatores os que mais influenciam a formação do solo são o clima e a natureza da rocha-mãe. Desta forma, não havendo grandes variações na natureza da rocha-mãe e no tipo de relevo, é possível verificar-se uma distribuição dos solos de acordo com as zonas climáticas. O efeito do clima faz-se sentir principalmente através da temperatura e da precipitação. É pela conjugação destas duas variáveis, definindo a aridez do clima, que é determinado o sentido geral da influência do clima na evolução do solo. Foi baseado nestas considerações, que foi aplicado o critério de regionalização das informações de solos disponíveis, afim de agrupar os subgrupos de tipos de solo, com as mesmas características regionais. Esta regionalização foi elaborada com base no mapa de *Unidades Climáticas* definidas no Anuário Estatístico do Brasil de 1997 (IBGE, 1997) (Figura 3.9). Para cada região demarcada realizou-se a análise de ocorrência dos grupos (18 classes ) e subgrupos (248 classes) de solos no MSB e as respectivas estimativas de percentual de área de cada grupo e subgrupo. A Tabela 3.6 apresenta a área total e a porcentagem em relação a área total, do território brasileiro referente aos 18 grupos de solos classificados no MSB.

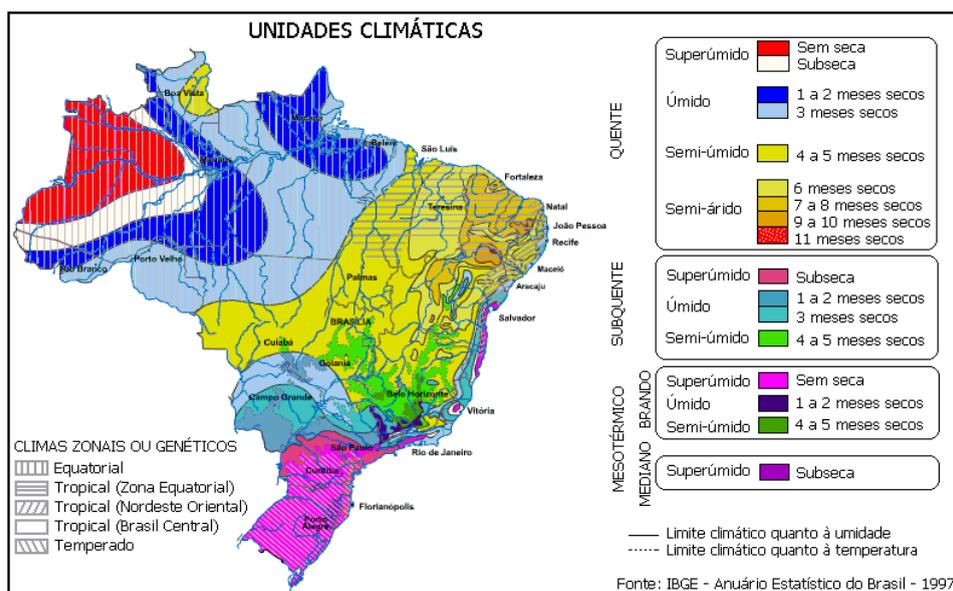


FIGURA 3.9 - Mapa de unidades climáticas do Brasil.

FONTE: adaptada de IBGE (1997).

TABELA 3.6 - Grupos de solos do MSB, nomes, total e porcentagem da área ocupada no território nacional.

Código	Classificação	Area (km <sup>2</sup> )	Area (%)
A	Aluvial	58512	0.7
B	Brunizens	43223	0.5
C	Cambissolos	239755	2.8
E	Regossolos	44755	0.5
F	Lateritas	435416	5.1
G	Glev	306317	3.6
H	Salinos	23819	0.3
I	Concrecionários	72209	0.8
L	Latosolos	3301662	38.6
N	Brunos não	99663	1.2
P	Podzolicos	2160197	25.3
O	Arenoaquartzosos	544870	6.4
R	Litolicos	619332	7.2
S	Solonetz	29977	0.4
T	Terras roxas	133094	1.6
V	Vertissolos	12165	0.1
W	Planossolos	106811	1.2
Z	Podzol	139462	1.6
Area total	-	8547374	97.9

As unidades (ou grupos) de solos do MSB foram relacionadas às informações de campo, através dos perfis médios das frações granulométricas de 0-100 cm de profundidade do

solo (Figura 3.10), segundo o critério de regionalização das unidades climáticas. A granulometria de cada grupo  $F_i^K$  foi determinada através da média ponderada por área das frações de areia, limo e argila observadas e associadas a cada subgrupo, com base nos perfis médios de solos. Matematicamente temos:

$$F_i^K = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N f_{i,j} \frac{\Delta_j}{\Delta_K} \quad (3.41)$$

onde,  $i = 1, \dots, 3 \equiv$  granulometria;  $j = 1, \dots, N \equiv$  subgrupos;  $k = 1, \dots, M \equiv$  grupos; sendo  $f_{i,j}$  a fração de areia, limo e argila, representativa de cada subgrupo, respectivamente.  $\Delta_K$  e  $\Delta_j$  representam as áreas de cada grupo e subgrupo, respectivamente.

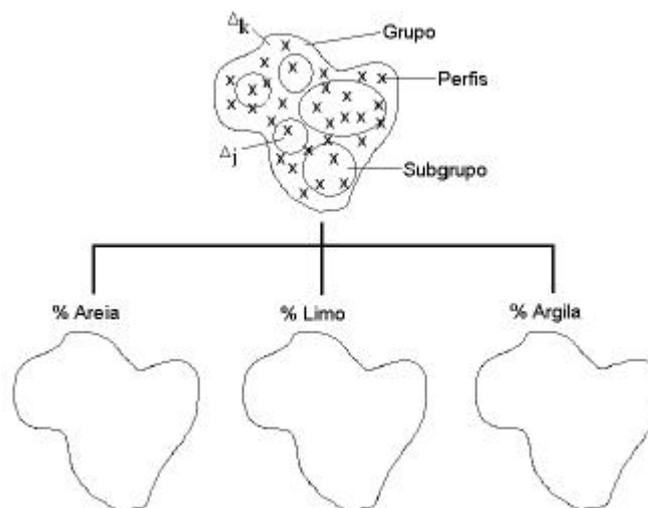


FIGURA 3.10 - Esquema de combinação de informações pontuais e de mapas para transformação de mapas temáticos em variáveis contínuas.

Os mapas de porcentagem de areia, limo e argila para o Brasil foram combinados com os respectivos mapas de Reynolds *et al.* (1999), recortado para a América do Sul e excluindo-se o Brasil. O mapa de textura para toda a América do Sul foi obtido a partir deste mapa combinado na escala 1:5 milhões, obedecendo os limites teóricos das classes de textura.

### 3.5 Mapa de Vegetação

Para aplicação em modelagem numérica é necessário dispor de uma classificação simplificada da superfície, que mostre a distribuição dos principais tipos de vegetação. A classificação de Kuchler (1983) foi a base para a obtenção da distribuição dos tipos de vegetação no globo usada no SiB. Nesta base de dados a vegetação natural é dividida em 32 classes. As informações de uso da terra de Matthews (1983) foram usadas para determinar as regiões com no mínimo 50% de áreas agrícolas. Estas duas informações foram combinadas para definir as 12 classes de vegetação do modelo SiB (Dorman e Sellers, 1989).

Atualmente, a aplicação dos modelos atmosféricos de previsão de tempo em escala regional necessita de informações atualizadas da distribuição espacial das características da superfície continental. Estas informações são geradas em escala global e regional, a partir da combinação de canais do sensor “Advanced Very High Resolution Radiometer” (AVHRR) a bordo dos satélites meteorológicos. O uso de sensoriamento remoto além de contribuir para a melhor estimativa da cobertura vegetal, fornece uma visão sinótica da superfície possibilitando o monitoramento do uso da terra em tempo real. No modelo SSiB as propriedades da superfície continental são especificadas de acordo com o mapa de vegetação. A informação de cobertura continental usada na confecção do mapa de vegetação foi obtida da classificação global de cobertura vegetal da “University of Maryland” (UMD), denominado de agora em diante de Mapa de Vegetação (MV), através do conjunto de dados “Pathfinder Land” (PAL) com resolução horizontal de 1 km. Este mapa foi gerado a partir de 14 anos (1981-1994) de registros de imagens de satélite (Hansen *et al.*, 2000; DeFries *et al.*, 1998).

A agregação ou classificação das classes de vegetação do MV para os biomas do SSiB foi elaborada a partir do trabalho de Olson (1994), que apresenta uma estratégia para associação de diferentes sistemas de classificação dos ecossistemas globais. Esta metodologia inclui as classes de vegetação adotadas no programa "Geosphere-Biosphere Internacional - Land Cover" (IGBP - LC), além das classes de vegetação adotadas nas

três variantes do modelo SiB (SiB, SSiB e SiB2), e também a classificação de vegetação natural da UNESCO (1973).

Para cada grade de 40 km foi determinado o tipo de vegetação dominante a partir do MV de 1 km, classificado para as classes do SSiB. O processo de seleção da vegetação dominante foi realizado em duas etapas. Na primeira, os tipos de vegetação foram divididos em 4 grupos: árvores, arbustos, grama e solo nu; e o grupo dominante foi selecionado. Na segunda etapa, o tipo de vegetação dominante foi determinado apenas no grupo selecionado na etapa anterior.

### **3.6 Configuração do Modelo Eta-SSiB**

O modelo Eta-SSiB foi configurado para a resolução horizontal de 40 km, com o mesmo domínio utilizado na versão operacional do modelo regional do CPTEC, e que usa o esquema de superfície “Oregon State University” (OSU). Para a inclusão da variação espacial dos tipos de solo foram necessárias alterações no código do modelo de superfície (SSiB), para permitir a utilização de dois mapas distintos de características da superfície continental: um de vegetação e outro de solo. As informações (parâmetros) associadas a cada classe de solo e de cobertura da superfície são repassadas ao modelo através destes mapas. Os mapas de vegetação e solo sobre o domínio do modelo são apresentados na próxima seção.

### **3.7 Preparação dos Campos Fixos**

#### *3.7.1 Vegetação*

A classificação do mapa de vegetação em 1 km da “University of Maryland” (UMD) para as classes do SSiB promoveu alguns erros de associação no resultado final da distribuição de vegetação, em particular, sobre o continente brasileiro. Foi constatada a ocorrência de uma excessiva área de caatinga (bioma-6 na legenda do SSiB) sobre parte das regiões Central e Sudeste do Brasil, o que gerou valores elevados de temperatura

nas simulações de teste. Também foram observadas ocorrências aleatórias do bioma-7 (campos extratropicais) sobre algumas regiões do Brasil, gerando inconsistência com as características próprias deste bioma, pois são observados apenas em climas frios (Dorman e Sellers, 1989).

Para corrigir estas ambigüidades foi utilizado o mapa de vegetação do RADAM/IBGE (IBGE, 1993) na escala de 1:5000000, disponível em formato digital no Sistema para Processamento de Informações Georeferenciadas (SPRING) (Câmara *et al.*, 1993). Estes dados apresentam uma descrição detalhada por classes e subclasses de vegetação. O propósito da utilização deste segundo conjunto de dados foi determinar o domínio regional destes biomas problemáticos, ressaltando o carácter observacional já evidenciado de cada um deles. A Figura 3.11 mostra o resultado da aplicação da metodologia descrita na seção 3.5 para a obtenção do mapa de vegetação, incluindo as correções descritas acima. De um modo geral, o mapa é uma combinação das duas bases de dados, mas que ressalta de forma clara as características regionais da cobertura vegetal. Das doze classes de cobertura da superfície continental consideradas no modelo SSiB, sete são observadas sobre a América do Sul (*floresta tropical, floresta mista, savana, caatinga, semi-deserto, deserto e cultivado*). A classe **cultivo** é uma representação genérica para áreas de plantio agrícola, sendo definida no modelo como *trigo*. Esta classe designa as áreas que sofreram fortes mudanças antrópicas, pela substituição da cobertura vegetal nativa através da exploração pela agricultura. O mapa de vegetação mostrado abaixo foi utilizado em todas as simulações realizadas neste trabalho com o modelo Eta-SSiB.

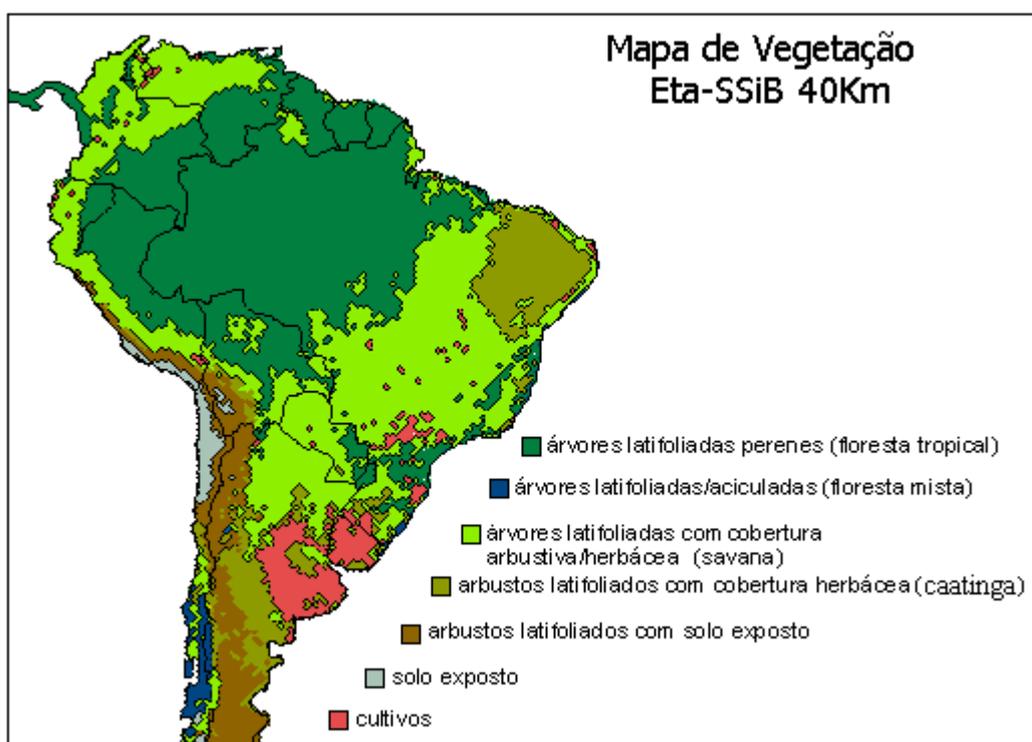


FIGURA 3.11 - Mapa de vegetação da América do Sul utilizado no modelo Eta-SSiB na resolução de 40 km.

### 3.7.2 Solos

Uma importante discussão na simulação numérica do escoamento da água no solo é o problema de escala. Os dados ou amostras de solos de onde se determinam as propriedades hidráulicas são coletados em uma escala diferente daquela usada para discretizar o solo no modelo numérico. Por exemplo, condutividades hidráulicas amostradas no campo têm suportado as medidas na ordem de centímetros a metros, enquanto modelos numéricos de escoamento da água no solo requerem condutividades representativas de milhares de metros. A modelagem necessita não apenas das informações das propriedades do solo, mas também de como estas propriedades variam espacialmente. As técnicas tradicionais não são aplicáveis neste contexto, tendo em vista que a ordem de magnitude das distâncias entre diferentes perfis é maior que a escala de variação espacial das propriedades do solo. A alternativa é utilizar modelos

funcionais, baseados em análises estatísticas locais, que forneçam indicativos dos padrões regionais dessas propriedades.

O mapa de textura de solos obtido a partir dos campos de porcentagem de areia, argila e limo, gerados conforme metodologia descrita na seção 3.4, é mostrado na Figura 3.12. Pode-se constatar a ocorrência de sete classes de textura sobre a América do Sul: areia (1), areia-franca (2), franco-arenoso (3), franco (6), franco-argiloso-arenoso (7), franco argiloso (9) e argila (12). Sobre o Brasil, nota-se uma grande área de solos do tipo argila concentrado-se em todo o Sudeste e Sul, com algumas áreas espalhadas no restante do país. Esta imensa área de solos argilosos está associada às manchas de solos *latossólicos* e *podzólicos* que juntas representam cerca de 64% do território brasileiro. Nitidamente, existe uma relação forte entre o mapa de “manchas” de solos com este mapa de textura. A região nordeste do Brasil apresenta-se, na sua maioria, com solos de textura média, e com pouca ocorrência de textura fina. Esta distribuição de textura de solos é também observada em outras regiões da América do Sul.

Para comparação entre o mapa de textura de Reynolds *et al.* (1999) e o obtido neste trabalho, considerando apenas o território brasileiro, foi avaliada a ocorrência das classes de textura em termos de porcentagens de pontos de grade. Ou seja, ponto a ponto, os dois mapas foram comparados para verificar se as classes de textura foram equivalentes ou discordantes, para baixo ou para cima. O resultado é apresentado na Tabela 3.7. As doze classes de texturas foram agrupadas em quatro classes mais amplas sendo: G1 (grossa), G2 (média), G3 (média-fina) e G4 (fina). Em virtude do grande domínio de solos argilosos, a maior porcentagem de acerto (18,6%) foi para a classe G4. Para as outras classes de textura as porcentagens foram menores e inferiores a 8%. Do total de pontos de grade avaliados, cerca de 26,4% diferiram para baixo, e cerca de 45% diferiram para cima, havendo portanto grande discordância entre os dois mapas.

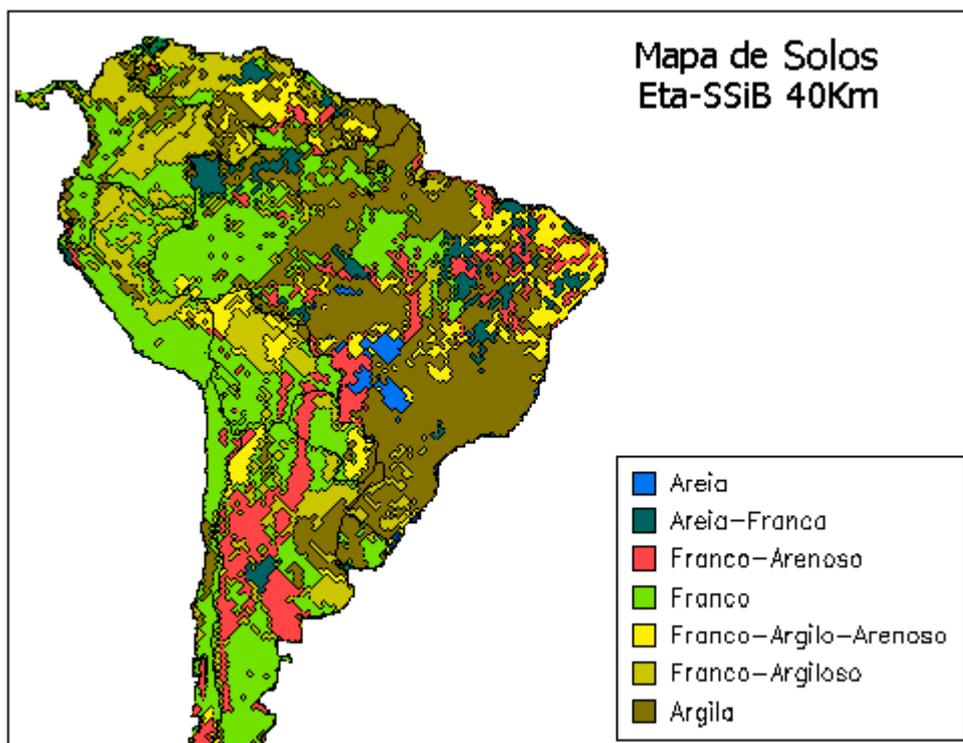


FIGURA 3.12 - Mapa de solos da América do Sul utilizado no modelo Eta-SSiB na resolução de 40 km.

A análise da Tabela 3.7 mostra que os dados de Reynolds *et al.* (1999) tendem a classificar a grande parte dos solos com textura mais elevada se comparado com os resultados obtidos utilizando o MSB e os dados do RADAM, particularmente para os solos de textura média e fina que são os mais comuns sobre o Brasil.

TABELA 3.7 - Porcentagens de concordância e discordância para cima e para baixo, do mapa de solos de Reynolds *et al.* (1999) em relação ao obtido neste trabalho.

		Reynolds <i>et al.</i> (1999)			
R	Grupos	G1	G2	G3	G4
A	G1	2.5	7.6	2.8	7.0
D	G2	7.1	8.0	1.5	14.9
A	G3	2.4	3.2	1.6	10.2
M	G4	4.0	5.1	2.0	18.6

Para verificar se o mapa obtido com a combinação do MSB e os dados do RADAM representa de forma aproximada as texturas observadas são apresentado no triângulo de textura as porcentagens de areia, limo e argila dos perfis médios de solos (Figura 3.13). Verifica-se pelo espalhamento dos pontos que há uma preferência às classes de textura 1 (areia), 2 (areia-franca), 3 (franco-arenoso), 6 (franco), 7 (franco-argilo-arenoso), 9 (franco-argiloso) e 12 (argiloso) mostrando que os resultados apresentados no mapa de solos (Figura 3.12 ) mantiveram as características dos dados observados. A ausência das classes 4 (franco-siltoso), 5 (silte), 8 (franco-argilo-siltoso), 10 (argila-arenosa) e 11 (argila-siltosa) no mapa de textura é reflexo da ponderação por fração de área de manchas de solos e, tendo em vista que os solos associados a estas texturas são de pequena representação (pouca ocorrência no triângulo de textura), sua influência nas características médias foram minimizadas.

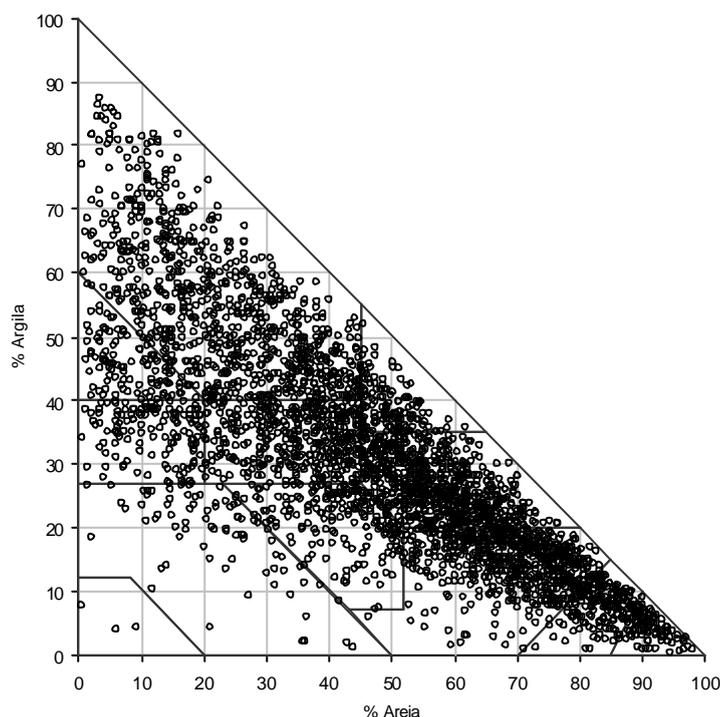


FIGURA 3.13 - Triângulo de textura resultante das frações de argila, areia e silte amostrados nos perfis de solos utilizados neste trabalho.

### 3.8 Experimentos Numéricos

A natureza não linear dos modelos atmosféricos os torna sensíveis às perturbações iniciais, em que pequenas variações na condição inicial, podem causar a divergência das simulações com o tempo. Contudo, em virtude das condições de contorno laterais em um modelo regional serem prescritas, o seu grau de liberdade é limitado. Em consequência, as características de grande escala geradas por tais modelos não irão divergir de forma considerável dos seus campos de contorno. Assim, os resultados dos experimentos deste trabalho devem levar em conta as considerações acima. Embora tenham sido realizadas três integrações para cada conjunto de experimentos, a variabilidade interna do modelo ainda não foi filtrada por completo em virtude do baixo número de perturbações avaliadas.

#### 3.8.1 *Longo Prazo*

##### 3.8.1.1 Experimentos Numéricos - I: melhoramento da condição inicial de água no solo

O objetivo deste experimento é verificar a sensibilidade de importantes variáveis atmosféricas à condição inicial de água no solo gerada a partir de uma metodologia que procura introduzir um carácter mais realista a esta importante variável. Dois grupos de experimentos compostos por 3 membros cada foram conduzidos com o modelo Eta-SSiB. As simulações constaram de integrações longas para o período de 3 meses (dezembro de 1996 a fevereiro de 1997). Em todos os experimentos o modelo foi forçado lateralmente a cada seis horas, utilizando as análises atmosféricas geradas operacionalmente pelo NCEP na resolução T062L28. No primeiro grupo de simulações, *caso controle* (doravante denominado CON), os três membros (1, 2 e 3) foram inicializados sempre às 0000-TMG (Tempo do Meridiano de Greenwich) com as análises do NCEP para os dias 1, 2 e 3 de dezembro de 1996, respectivamente. A condição inicial de água no solo usada na integração de controle equivale à climatologia calculada por Willmott *et al.* (1985) fornecida junto com as análises do modelo global do NCEP.

No segundo grupo de simulações, *experimento de sensibilidade* (doravante denominado SEN), foram adotados para os três membros os mesmos procedimentos e as mesmas condições de contorno laterais do caso controle, com a única exceção para a inicialização da água no solo.

A condição inicial de água no solo utilizada neste experimento foi obtida através da integração do modelo hidrológico descrito na seção 3.3 para o ano de 1996. O modelo hidrológico foi forçado com dados observados de precipitação, temperatura do ar e umidade atmosférica dos doze meses do ano. Considerou-se uma condição inicial de água no solo arbitrária de 0,5 (grau de saturação) em todo o domínio do modelo. A capacidade de armazenamento de água do solo foi obtida em função do mapa de textura, considerando os mesmos parâmetros de solo adotados no modelo SSiB e uma camada de solo de 1,5 m de profundidade. Para obter a condição de equilíbrio o modelo hidrológico foi integrado por dez anos considerando as forçantes dos doze meses de 1996 perpétuas. O equilíbrio foi estabelecido quando as variações de umidade do solo entre dois janeiros sucessivos tornaram-se pequenas. A Tabela 3.8 resume as condições adotadas neste bloco de experimentos.

TABELA 3.8 - Experimentos numéricos de longo prazo - I.

Experimentos	Inicialização	Integração	TSM	Água no solo
CON	1, 2, 3/12/96	90, 89, 88 dias	Observada	Climatologia
SEN	1, 2, 3/12/96	90, 89, 88 dias	Observada	Mod. Hidrol.

#### 3.8.1.2 Experimentos Numéricos - II: condições extremas de inicialização da água do solo

Os experimentos desta seção são destinados à avaliação dos impactos de anomalias extremas de umidade do solo na simulação atmosférica em escala sazonal. O objetivo é identificar regiões com potencial à previsibilidade climática de fenômenos naturais como secas, tendo por base a constatação observacional da dependência do estado climático futuro com a condição da superfície continental de alguns meses antes, particularmente para o verão. Embora alguns trabalhos ressaltem a baixa previsibilidade

tropical associada à condição da superfície continental, nenhum deles contou com a alta resolução dos modelos regionais acoplados a esquemas de biosfera, que consideram de forma explícita a resposta da superfície aos processos de interação com a atmosfera que são resolvidos de forma refinada. A inicialização da umidade do solo nestes experimentos foi realizada considerando um caso de solo úmido e o outro de solo seco. A condição inicial *úmida* foi definida com o valor de umidade do solo representativo de capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ), e a condição *seca* com valor de umidade do solo representativo do ponto de murcha permanente ( $\theta_{pm}$ ). Todos estes campos foram representados (normalizados) em termos do grau de saturação do solo, ou seja,  $\theta_{cc}/\theta_s$  e  $\theta_{pm}/\theta_s$ . A variação espacial destes valores foi atribuída de acordo com a distribuição de solos (mapa) e as propriedades físicas de cada classe de textura. Os períodos de integração foram iguais ao do caso controle mas, em virtude da escassez de tempo de máquina, apenas simulações simples foram realizadas. Em todas as simulações a Temperatura da Superfície do Mar (TSM) foi considerada com seu valor observado. Um resumo é mostrado na Tabela 3.9.

TABELA 3.9 - Experimentos numéricos de longo prazo II.

Experimentos	Inicialização	Integração	TSM	Água no solo
Controle	1/12/96	90 dias	Observada	climatologia
Úmido	1/12/96	90 dias	Observada	$\theta_{cc}/\theta_s$
Seco	1/12/96	90 dias	Observada	$\theta_{pm}/\theta_s$

### 3.8.3 Médio Prazo

#### 3.8.3.1 Experimentos Numéricos - III: estudo de caso

Durante os meses de verão do hemisfério Sul observa-se, ocasionalmente, sobre a região central da América do Sul a presença de uma banda de nebulosidade, geralmente de origem convectiva, que se estende desde a Amazônia até o Sudeste do Brasil. Esta faixa de nebulosidade está associada com a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é caracterizada principalmente pela estacionaridade da banda nebulosa por

vários dias com conseqüente influência no regime de chuvas da região. Alguns trabalhos destacam a importância da convecção tropical através da liberação de calor latente da região Amazônica, tanto no desencadeamento como na manutenção da ZCAS (Silva Dias *et al.*, 1987). Os experimentos desenvolvidos nesta parte do trabalho visam identificar possíveis impactos da condição hídrica do solo na circulação atmosférica associada à ZCAS, particularmente em baixos níveis. Neste caso, o modelo foi integrado por um período de 11 dias, com as condições atmosféricas iniciais de fronteiras para o caso de ZCAS ocorrido no período de 18 a 29 de janeiro de 1997. Para a avaliação do impacto da umidade do solo na circulação e transporte de umidade na região foram realizados três experimentos, sendo o controle inicializado com a umidade do solo fornecida junto com a análise (climatologia), e os casos *úmido* e *seco* inicializados da mesma maneira que a descrita na seção anterior. Maiores informações sobre este evento de ZCAS serão fornecidas no capítulo 6. A Tabela 3.10 resume todos os experimentos realizados.

TABELA 3.10 - Experimentos numéricos de médio prazo.

Experimentos	Inicialização	Integração	TSM	Água no solo
Controle	18/01/97	11 dias	Observada	Climatologia
Úmido	18/01/97	11 dias	Observada	$\theta_{cc}/\theta_s$
Seco	18/01/97	11 dias	Observada	$\theta_{pm}/\theta_s$

### 3.9 Condição de Contorno sobre o Oceano

#### 3.9.1 Padrão da Temperatura da Superfície do Mar

No período escolhido para as simulações (dezembro de 1996 a fevereiro de 1997 - setas na Figura 3.14), o padrão das anomalias de Temperatura da Superfície do Mar (TSM) na região *nino3-4* sobre o oceano Pacífico (região de monitoramento dos eventos de *El Nino* e *La Nina* - *NCEP*) apresentou inicialmente uma tendência ao resfriamento em dezembro de 1996, mantendo-se até janeiro de 1997 com uma anomalia fria de 0,55 °C. Após este período, inicia-se um acentuado aquecimento das águas oceânicas sobre a região fazendo com que dois meses à frente, houvesse uma substituição de uma

anomalia fria por uma quente. Este aquecimento se intensifica no decorrer do ano de 1997 configurando o mais intenso episódio de “El Nino” já observado. Embora haja uma condição fria reinante no período de dezembro de 1996 a fevereiro de 1997, a intensidade média das anomalias negativas dos últimos seis meses (0,39 °C) é menor que 0,5 °C e não persistente. De acordo com o critério de ocorrência de episódios quentes e frios, definido por Trenberth (1997), este comportamento da TSM não se configura um evento de “La Nina”. Desta forma, dentre o período de 1995 a 1999, o verão 96/97 foi o mais próximo da normalidade em relação ao eventos “el nino” e “la nina”, de modo que, possíveis impactos associados a estes fenômenos foram minimizados nas simulações.

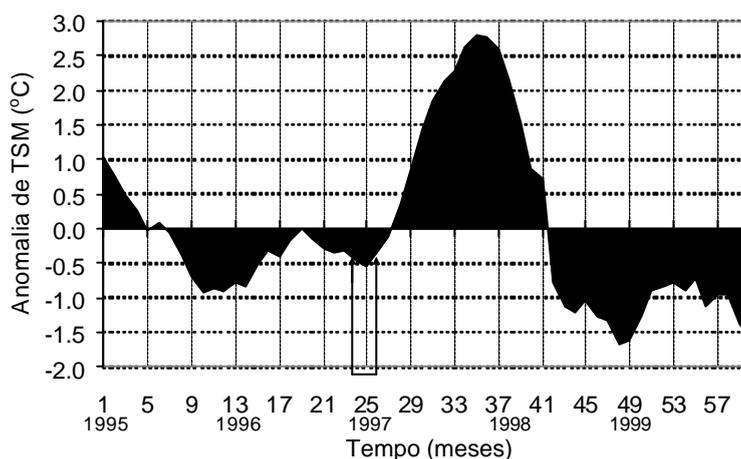


FIGURA 3.14 - Série temporal das anomalias de TSM na região NINO3+4 no período de janeiro de 1995 a dezembro de 1999.

FONTE: dados do NCEP.

### 3.9.2 Atualização da TSM

Em todas as integrações longas com o modelo Eta-SSiB a variação temporal da TSM foi estabelecida através da técnica de interpolação linear no tempo (implementada no código), para a atualização diária a partir das médias mensais. No caso dos experimentos de curta duração a TSM foi mantida fixa durante toda integração com o valor médio do período, obtido a partir dos dados diários.



## CAPÍTULO 4

### TESTE DE SENSIBILIDADE AO TIPO DE SOLO

#### 4.1 Experimentos Numéricos

Nesta seção é avaliado o impacto que a mudança na distribuição dos tipos de solos pode causar, em particular nas variáveis à superfície. Dois experimentos foram realizados: no primeiro, caso controle (MC), os tipos de solos foram definidos em função do mapa de vegetação (Figura 4.1); no segundo, caso de sensibilidade (MS), o mapa de solos mostrado no capítulo 3 é utilizado como a representação mais próxima do “real”. De acordo com a metodologia de representação do solo no modelo numérico, verifica-se que no caso em que o solo é definido pelo mapa de vegetação, há ocorrência máxima de 4 tipos de solos em toda a América do Sul e apenas 3 no Brasil. Grande parte do território brasileiro é representado no mapa de vegetação por floresta tropical e savana (biomas 1 e 6, respectivamente), que juntos definem um único tipo de solo. Pode-se verificar que, em geral, a variação dos parâmetros de solo é pequena quando associada ao mapa de vegetação. A comparação com os dados de CH78 mostra que os biomas de 1 a 6 apresentam-se com solo do tipo 7 (franco-argilo-arenoso), enquanto os biomas de 8 a 11 apresentam-se com solo do tipo 1 (areia). O solo do bioma 12 não está classificado segundo CH78.

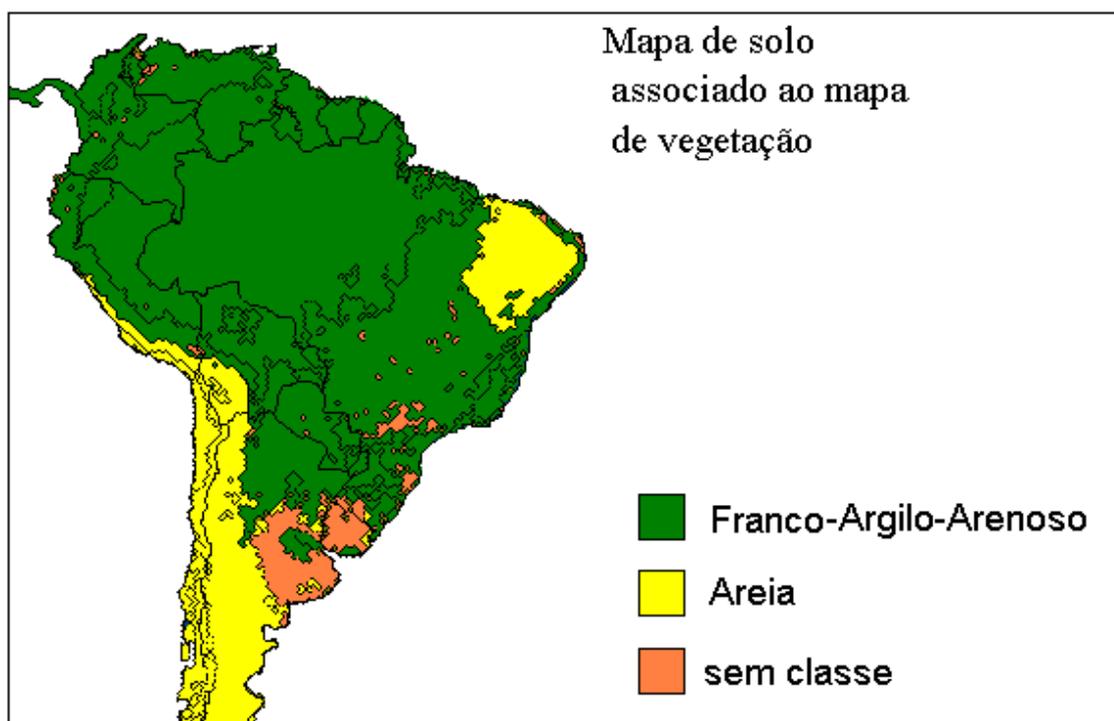


FIGURA 4.1 - Mapa de textura do solo do caso controle (MC).

Para realização do experimento de sensibilidade foram consideradas as sete classes de textura derivadas dos perfis de solos, observados e representadas no mapa de solos. As espessuras das camadas de solo não foram alteradas. As simulações constaram de duas integrações contínuas do modelo Eta-SSiB para o mês de novembro de 1997 (30 dias). Este período foi escolhido pela disponibilidade dos dados das simulações realizadas com a versão em 80km de resolução horizontal (Chou *et al.*, 2000). Estas informações foram utilizadas também na validação das alterações do modelo de 40km. Os resultados desta seção são baseados na média do mês de ambas simulações (MC e MS).

#### 4.2 Sensibilidade da Umidade do Solo

A Figura 4.2a mostra a diferença na umidade do solo entre os dois casos estudados (MC e MS). Pode-se verificar que as diferenças na umidade do solo são principalmente atribuídas à distribuição da vegetação. Isto deve-se à importância da vegetação em remover a água do solo. A mudança do solo de textura 1 para 2, 3 e 7 nas regiões que se

caracterizam por biomas do tipo 8 e 11 indica que o aumento da porosidade e do potencial de água no solo, juntamente com a redução da condutividade hidráulica, contribuíram para o aumento do conteúdo de água no solo. Isto favoreceu, em parte, ao aumento da resistência à extração de água pela vegetação e, também, as menores perdas por transporte de água entre as camadas de solo, resultando em anomalias úmidas. O contrário é observado nas regiões onde o mapa de vegetação definia a textura do solo como do tipo 7 e o mapa de solos passou a representar solo de textura 6. A redução na porosidade em associação com a diminuição do potencial de água no solo, e o aumento da condutividade hidráulica, contribuíram para a redução da resistência à evaporação, imposta principalmente através da vegetação. Em geral, a substituição de solos de textura média por textura grossa contribuiu para a redução do grau de saturação do solo (até cerca de 35%) sobre as áreas úmidas, enquanto que a substituição de solos de textura grossa por textura fina aumentou o grau de saturação do solo (em até 10%) nas regiões árida e semi-árida.

#### **4.3 Sensibilidade da Temperatura da Superfície**

Na parametrização dos processos de superfície a transferência de calor no solo é realizada basicamente através da condução de calor. Assim, a variação da temperatura da superfície é consequência das trocas de calor entre a superfície e a atmosfera. Esse processo é governado pelas propriedades térmicas do solo e da vegetação, que por sua vez são dependentes das características da vegetação e do solo, além do próprio conteúdo de água no solo. A quantidade de calor que pode ser transmitida por condução em uma camada de solo depende da sua condutividade térmica e do seu calor específico. Em outras palavras, o calor específico do solo reflete a sua capacidade de atuar como um reservatório de calor, enquanto que a condutividade reflete a sua capacidade de transmitir calor para as camadas mais profundas.

A diferença na temperatura da superfície associada à mudança do mapa de solo é mostrada na Figura 4.2b. Apesar da ocorrência de anomalias úmidas e secas na umidade do solo, face à modificação dos parâmetros do solo, a temperatura da superfície, ao

contrário, apresentou-se em quase todo o domínio com anomalias positivas. Em geral, estas anomalias estão associadas com a diferenciada distribuição dos solos e a presença da vegetação, e são mais intensas nas áreas em que houve a substituição de solos de textura média por solos argilosos. Este comportamento se deve ao efeito combinado do aumento da porosidade e da redução da umidade, e a relação destas com o fator de estresse devido à água no solo. Este fator é um dos responsáveis pelo ajuste da resistência estomática dos biomas ao déficit de água no solo. Este comportamento foi suficiente para gerar um aumento de temperatura de 2 a 4°C nas áreas mais secas da América do Sul. A pequena variação da umidade do solo e a proximidade entre as classes de textura nas simulações MC e MS contribuíram para a redução deste efeito na temperatura da superfície nas regiões mais úmidas, tal como o setor oeste da Amazônia onde as anomalias foram inferiores a 2°C.

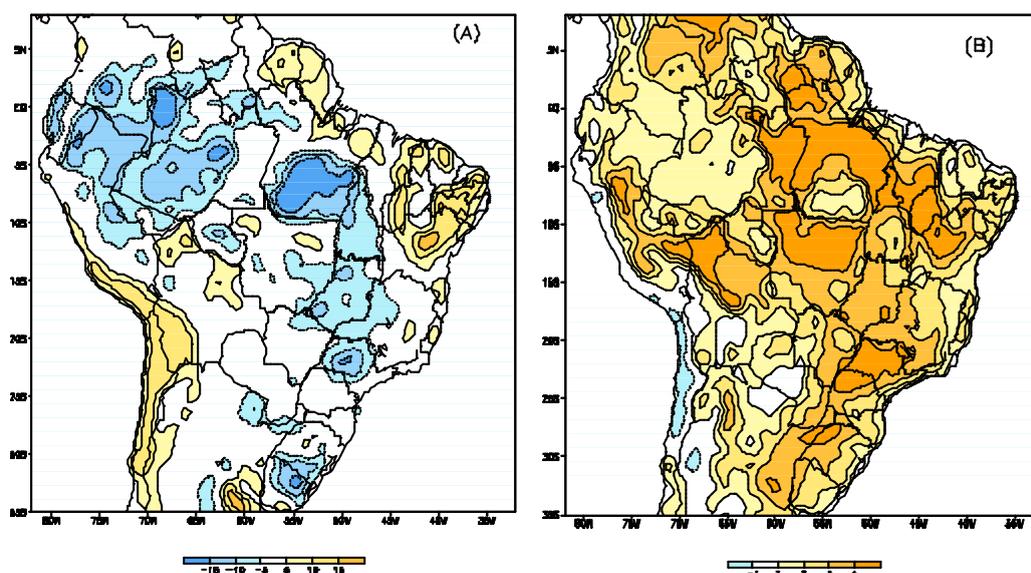


FIGURA 4.2 - Diferenças dos campos médios mensais de (a) grau de saturação na zona de raízes (%) e (b) temperatura da superfície (K), entre os experimentos MS e MC.

#### 4.4 Sensibilidade dos Fluxos de Calor Sensível e Latente à Superfície, Umidade Específica e Precipitação

A diminuição na umidade do solo e o aumento da temperatura da superfície é seguida por uma redução no fluxo de calor latente de até  $80\text{W/m}^2$  nas áreas de floresta, e de até  $50\text{W/m}^2$  nas áreas de savana (Figura 4.3a). Esta redução é resultado direto do controle da vegetação na resistência da superfície através dos fatores de estresse hídrico e temperatura do ar. A importância da umidade do solo na partição entre o fluxo de calor latente e sensível é evidente através do respectivo aumento do fluxo de calor sensível, com intensidade equivalente sobre as mesmas áreas (Figura 4.3b). Este aumento do fluxo de calor sensível foi repassado para a atmosfera através do aumento da temperatura do ar até cerca de 600 hPa (não mostrado). A redução na umidade do solo resultou em uma menor quantidade de umidade na atmosfera (Figura 4.4a) e que favoreceu a redução na precipitação (Figura 4.4b) sobre as áreas de anomalias intensas.

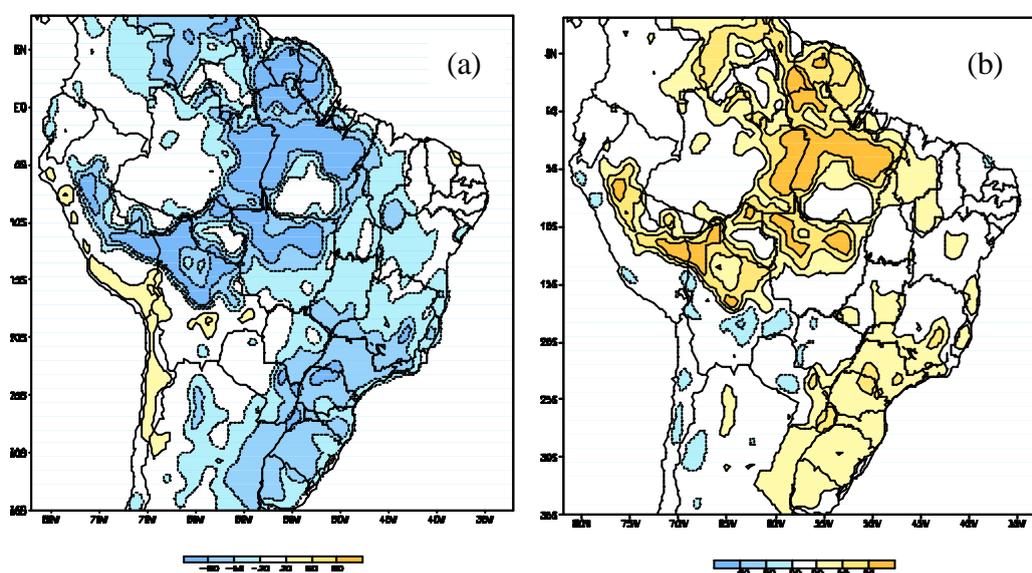


FIGURA 4.3 - Diferenças dos campos médios mensais de: (a) fluxo de calor latente ( $\text{W/m}^2$ ) e (b) fluxo de calor sensível ( $\text{W/m}^2$ ) entre os experimentos MS e MC.

A diminuição da umidade específica à superfície variou de 1 a 5 g/kg com a ocorrência de pequenos núcleos de anomalias positivas. No campo de precipitação a redução foi mais restrita atingindo cerca de 4 mm/dia sobre áreas de floresta e um pouco menos intensas na região de savana. Embora as regiões semi-áridas e áridas tenham apresentado anomalias positivas de umidade do solo o maior aquecimento devido a mudança de solo reduziu o impacto nos campos de umidade específica e de precipitação.

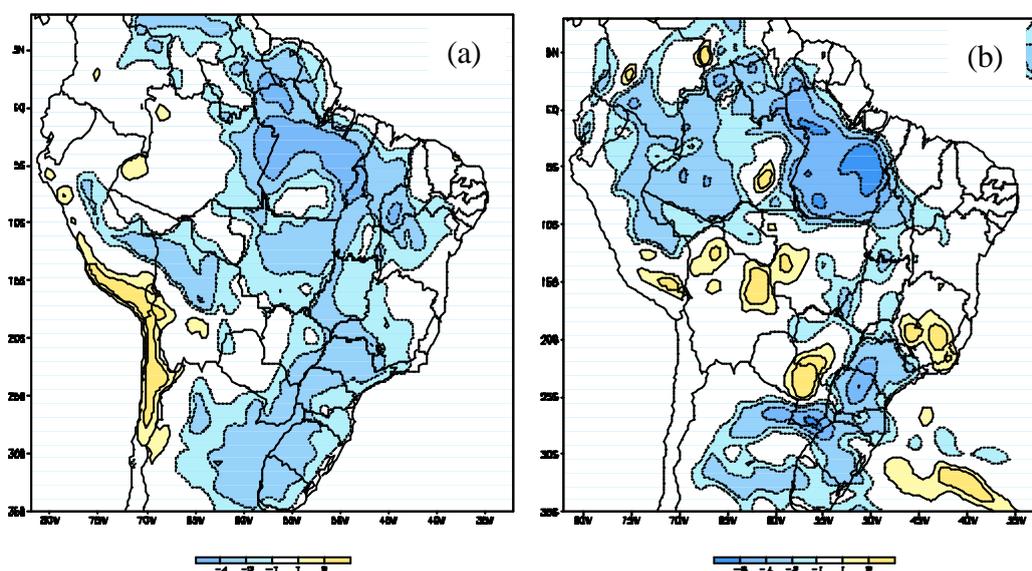


FIGURA 4.4 - Diferenças dos campos médios mensais de: (a) umidade específica à superfície (g/kg) e (b) precipitação (mm), entre os experimentos MS e MC.

Os resultados mostraram-se dentro do esperado para a variação da umidade do solo. Entretanto, a sensibilidade do fluxo de calor latente foi bastante elevada e irreal, e foi repassada ao fluxo de calor sensível através da temperatura e umidade atmosférica. Na precipitação este efeito foi menos intenso e mais concentrado. Uma hipótese para esta sensibilidade elevada do fluxo de calor latente pode ser explicada da seguinte forma. De acordo com Xue *et al.* (1991), a relação entre o fator de estresse da umidade do solo e o potencial de água na zona de raízes segue uma função exponencial típica para cada tipo de vegetação, e foi obtida sem considerar a variabilidade das propriedades do solo.

A Figura 4.5 mostra a variação do fator de estresse da água no solo em função do logaritmo do potencial de água na zona de raízes ( $\ln\Psi_r$ ) para os biomas floresta tropical, savana e caatinga. Pode-se notar que, para valores de  $\ln Y_r$  menores que 3,5 praticamente não há variação do fator de estresse hídrico, independente do tipo de bioma. Entretanto, para valores de  $\ln Y_r$  maiores que 4,0 o fator de estresse responde bruscamente em uma faixa de variação muito pequena. Desta forma, como a mudança do tipo de solo altera a curva de potencial de água no solo a ser seguida (curva de retenção), então, também muda a região de variação de  $\ln Y_r$ . Considerando que o conteúdo de água no solo não foi alterado, tendo em vista que não houve modificação da condição inicial, pode ser verificado pela Figura 4.6, que a mudança entre texturas de solo (grossa, média e fina) para valores de grau de saturação variando entre 0,3 e 0,8 recai exatamente na região de maior sensibilidade do fator de estresse ( $\ln Y_r$  variando de 2,0 a 12). Sendo assim, a resposta exagerada nos fluxos de calor latente e sensível devem-se exatamente a não-calibração do modelo a estes novos parâmetros do solo. Os resultados não são conclusivos tendo em vista que é impossível separar os efeitos associados à mudança de solo daqueles devido à inadequação dos seus parâmetros físicos.

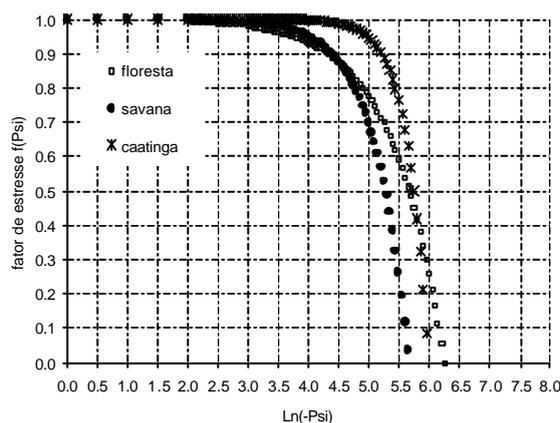


FIGURA 4.5 - Variação do fator de estresse devido à água no solo em função do logaritmo do potencial de água na zona de raízes para os biomas floresta, savana e caatinga.

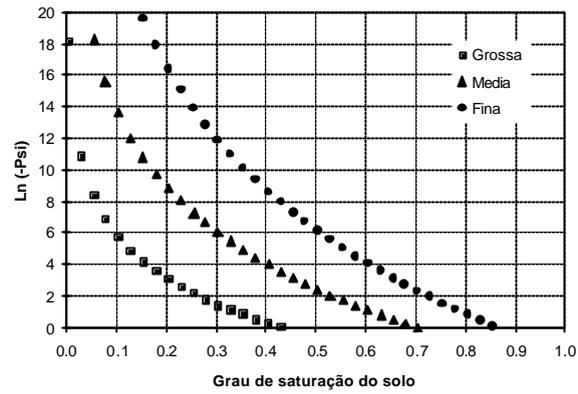


FIGURA 4.6 - Variação do logaritmo do potencial de água na zona de raízes em função do grau de saturação do solo para solos de textura grossa, média e fina.

## CAPÍTULO 5

### VALIDAÇÃO DO MODELO Eta-SSiB E IMPACTO DA CONDIÇÃO INICIAL DE ÁGUA NO SOLO NA PREVISÃO DE VERÃO

Nas seções que se seguem as análises referem-se aos resultados obtidos no conjunto de experimentos I e II, definidos no capítulo 3. No conjunto de experimentos I são considerados os resultados de cada membro e também de suas médias. No caso II, a média dos membros do experimento controle é considerada na comparação com os experimentos de sensibilidade à condição inicial de água no solo.

#### 5.1 Validação da Simulação de Controle

Nesta seção é verificado se o modelo Eta-SSiB apresenta um bom desempenho em uma modalidade, que até então havia sido pouco explorada com modelos regionais, ou seja, a simulação numérica em escala sazonal na América do Sul. O objetivo é verificar se o modelo consegue capturar as principais características da circulação de verão da América do Sul. A precipitação é, em vários aspectos, uma das mais importantes variáveis a ser prevista pelos modelos meteorológicos. Infelizmente é difícil prevê-la com precisão satisfatória em virtude da forte influência dos diferentes processos. Contudo, o conhecimento do quanto é a discrepância entre o real e o modelado deve render frutos às investigações futuras no sentido de encontrar possíveis soluções para as imperfeições.

Diante disto, são apresentados os resultados da avaliação da precipitação simulada pelo modelo em comparação às observações disponíveis. As séries no tempo correspondem aos totais diários de chuva, médios na área, para três regiões: floresta tropical, caatinga e savana características de regiões climáticas distintas do Brasil. Estas áreas são mostradas na Figura 5.1. Na Figura 5.2a é comparada a precipitação simulada e observada na região de floresta. Os eventos de precipitação tendem a ser subestimados em relação às observações, contudo a frequência com que estes eventos ocorrem e a

tendência sazonal da precipitação são capturados pelo modelo. Na região caatinga (Figura 5.2b), os eventos simulados são mais concordantes com as observações tanto em intensidade quanto na frequência dos mesmos. A tendência da chuva é capturada pelo modelo, apesar do atraso de alguns eventos. Apenas em alguns eventos isolados o modelo intensifica a precipitação em relação à observação. Sobre a região savana (Figura 5.2c) o modelo também apresenta bons resultados nos dois primeiros meses, com grande grau de proximidade com a intensidade das chuvas observadas. Ocasionalmente, durante os meses de dezembro de 1996 e fevereiro de 1997, o modelo superestima a precipitação sobre a região. A análise geral de todas as regiões mostra que apesar do modelo não reproduzir cada evento de precipitação de forma acurada, os padrões sazonais tem uma considerável similaridade com as observações.

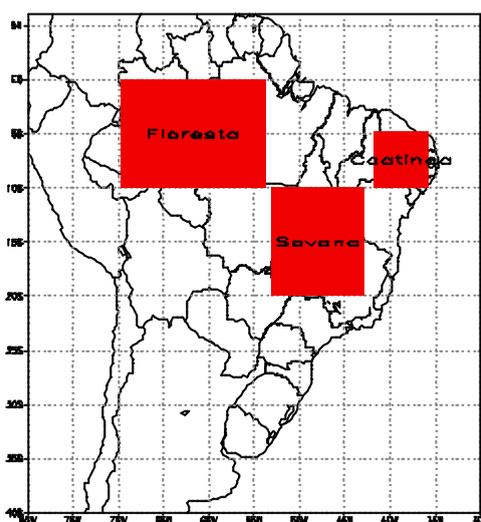


FIGURA 5.1 - Setores mostrando as áreas de floresta, caatinga e savana para avaliação do modelo Eta-SSiB.

Todas as figuras mostram que o modelo Eta-SSiB é capaz de reproduzir os diferentes processos de precipitação associados aos diferentes sistemas de tempo ocorridos a cada mês, e ainda, em regiões continentais de variadas características biofísicas e que contribuem na determinação do clima local. Claramente as simulações de controle do modelo Eta-SSiB incluem muitas das características observadas da atmosfera ocorridos

durante o verão 1996/97, e não apenas os eventos associados aos sistemas transientes, mas também àqueles devido a circulação regional. Esta semelhança das simulações de controle do modelo Eta-SSiB com as observações aumenta a confiança nos resultados dos experimentos de sensibilidade, que serão utilizados para avaliar as possíveis interações entre a condição hídrica da superfície e os processos atmosféricos, particularmente no balanço de umidade atmosférico.

A correlação entre as séries de precipitação observadas e simuladas para cada região indica o grau de proximidade entre as curvas. Os valores são relativamente pequenos apesar de significativos ao nível de confiança de 95%. Para a área de floresta o fator de correlação foi de 0,33, enquanto para a caatinga e savana foram um pouco maior, cerca de 0,37 e 0,56, com destaque para a região de savana que apresentou o melhor índice. Vale salientar que este resultado é baseado nos totais diários de precipitação marcados por uma alta variabilidade, e que mesmo as correlações pequenas, mas ainda significativas (para esta escala de tempo), sugerem que para escalas de tempo superiores estas concordâncias tendem a aumentar, e que as melhorias nas parametrizações devem contemplar uma avaliação dos principais processos de escala diurna.

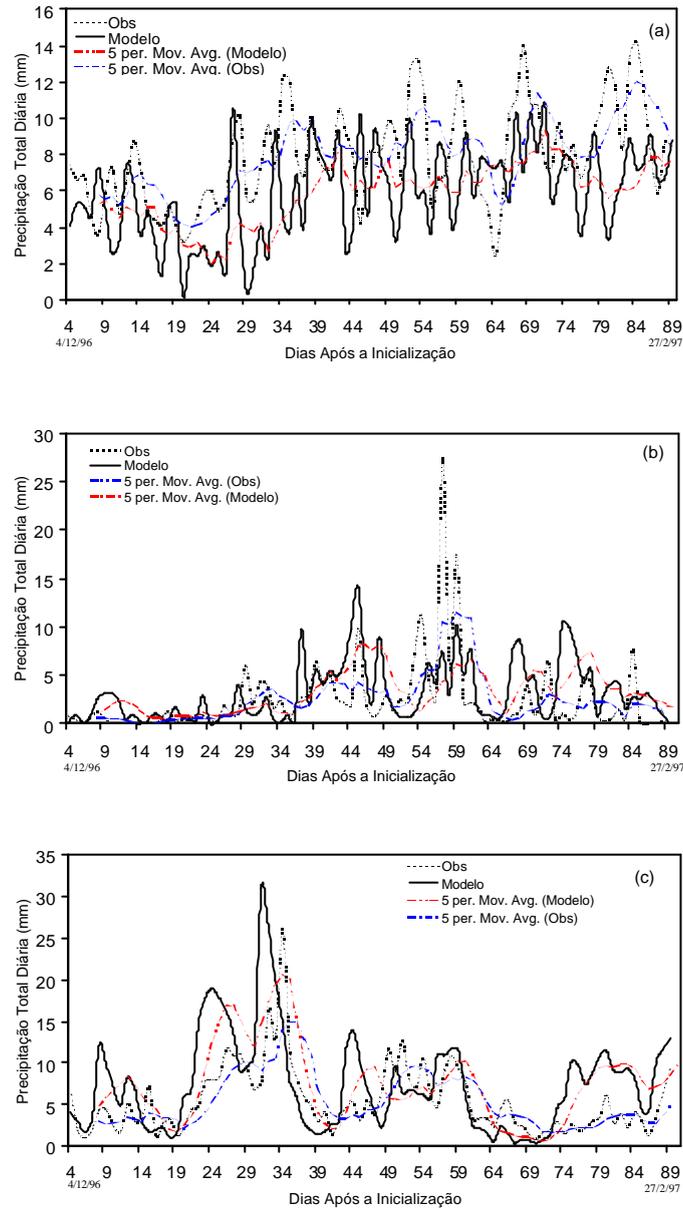


FIGURA 5.2 - Totais diários de precipitação (mm) do experimento controle (Modelo) e observação (Obs). São também mostradas as médias móvel de 5 elementos. (a) floresta (0-10°S; 54-70°W), (b) caatinga (5-10°S; 36-42°W) e (c) savana (10-24°S; 43-53°W).

## 5.2 Avaliação Sazonal da Precipitação

Os dados de Xie e Arkin (1997) serão utilizados na comparação entre a precipitação simulada pelo modelo Eta-SSiB nos diferentes experimentos e as observações na média da estação. Deve-se lembrar, contudo, que a precipitação de Xie e Arkin (1997) é estimada utilizando uma combinação de observações (a partir de estações meteorológicas) e estimativas de satélites. Em vista disso, a confiança nestes campos em áreas com baixa densidade de observações meteorológicas é reduzida, uma vez que as estimativas por satélites são ainda muito imprecisas. Uma análise da anomalia de precipitação de toda a estação de verão (Figura 5.3) indica que, embora a ocorrência de episódios de ZCAS tenha contribuído para a restauração das chuvas a valores próximos ao climatológico em algumas regiões do Brasil, tais como no Sudeste e Sul do país, o setor central da América do Sul, os estados mato-grossenses e sul da Amazônia apresentam saldo negativo de precipitação de até 2,5 mm/dia no período. Anomalias positivas de precipitação são observadas apenas sobre o oceano, na região da ZCIT, da alta subtropical e no litoral leste da Argentina. A anomalia negativa de precipitação sobre o Atlântico tropical indica que a ZCIT encontra-se localizada mais ao norte de sua posição climatológica, o que favorece a redução da intensidade das chuvas sobre a região do litoral norte da América do Sul.

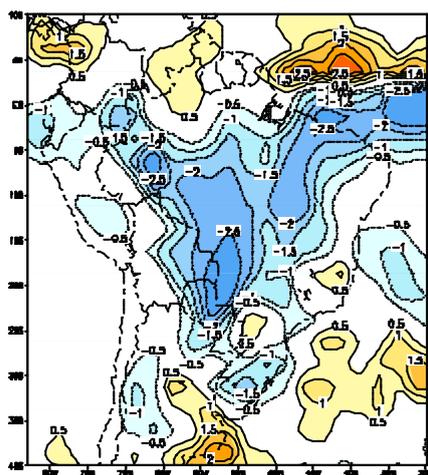


FIGURA 5.3 - Anomalia média de precipitação (mm/dia) para o período de dezembro de 1996 a fevereiro de 1997.

Para validação do desempenho do modelo na simulação sazonal é utilizada a média dos três meses de dados de precipitação do “Global Precipitation Climatology Centre” (GPCC) (Xie e Arkin, 1997). As observações (Figura 5.4a) mostram dois centros de máxima precipitação sobre o continente: um localizado desde o extremo oeste da Amazônia até a região central, e outro situado no sul da região Sudeste e noroeste da região sul do Brasil. O resultado do experimento controle para a precipitação é mostrado na Figura 5.4b. A comparação com as observações mostra que o máximo de precipitação sobre a Amazônia e setor Sul e Sudeste do Brasil é subestimado em até 2 mm/dia, enquanto as chuvas no setor leste do estado do Pará e sertão nordestino são previstas acima do observado.

Este comportamento no litoral norte do continente pode estar associado ao transporte de umidade do oceano para o continente, contribuindo para o aumento da precipitação da região. Sobre o oceano, na região da alta subtropical, a precipitação é também subestimada. Pode-se observar também a presença de erros sistemáticos na precipitação na porção norte dos Andes devido ao efeito topográfico. De forma geral, o modelo conseguiu representar a distribuição espacial dos máximos de chuva sobre o continente, particularmente aquela associada à ZCAS, com superestimativa no setor norte do Nordeste e subestimativa sobre a Amazônia e Sudeste. Apesar de subestimada, a faixa de máxima precipitação estendendo-se desde a bacia Amazônica até a região Sudeste apresenta localização concordante com as observações.

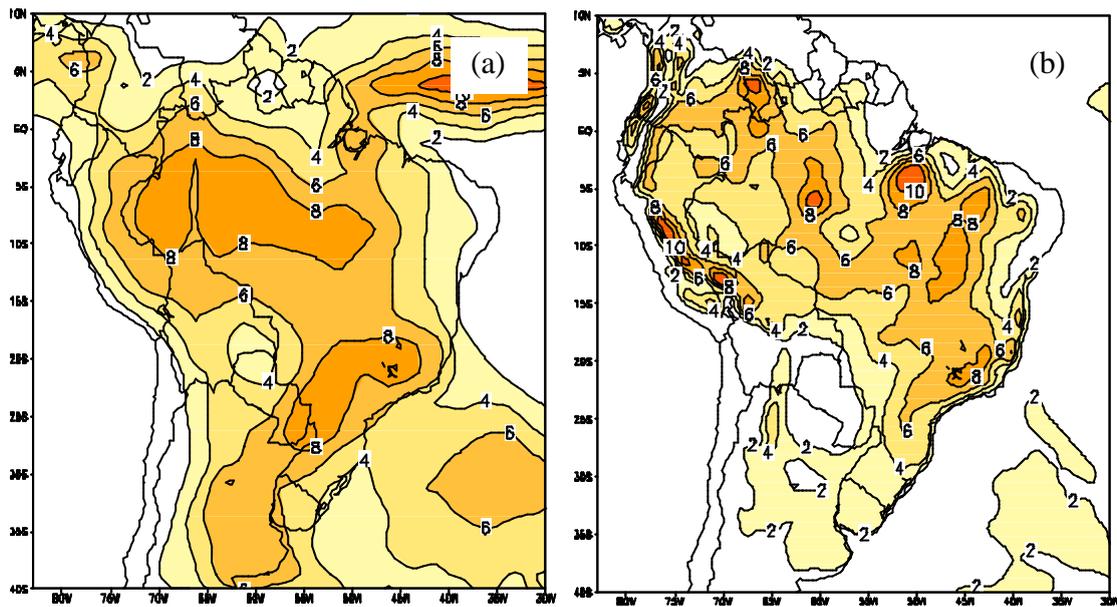


FIGURA 5.4 - Campos médios de precipitação (mm/dia) para os três meses de simulação: (a) observado (Xie e Arkin, 1997) e (b) simulado (controle).

### 5.3 Condição Inicial de Água no Solo

#### 5.3.1 *Experimento - I: caso realista*

As observações de precipitação mostram que no período de junho a novembro de 1996, o setor central do Brasil foi marcado por chuvas abaixo da média, enquanto as outras áreas do país, particularmente nas regiões Sul e Sudeste, e também leste do Nordeste, as chuvas ficaram um pouco acima da média (Climanálise, 1996). Em consequência, estas mesmas regiões apresentaram-se mais quentes e mais frias que a climatologia de temperatura, respectivamente. Considerando que no período de seis meses a variação da umidade do solo é uma resposta à combinação destas duas forçantes, ou seja, energia e umidade, espera-se que a melhor estimativa de umidade do solo para a inicialização dos modelos meteorológicos deva traduzir este comportamento climático. Diante deste panorama pode-se verificar que a umidade do solo derivada do modelo hidrológico (Figura 5.5a) consegue representar uma distribuição espacial de umidade que lembra

bem os padrões climáticos observados durante os últimos meses de 1996. Infelizmente não existem observações de água no solo disponíveis que possam validar estes resultados. Deve ser ressaltado, no entanto, que o objetivo aqui é obter uma informação do conteúdo de água presente no solo que traduza de forma aproximada o comportamento “real” da hidrologia regional. A Figura 5.5b mostra a diferença entre a umidade do solo (grau de saturação) gerada através do modelo hidrológico e a climatologia utilizada nos experimentos de controle. A maior diferença é observada sobre o setor central do Brasil, que apresenta anomalias negativas de até 40%, enquanto os setores norte da Amazônia, leste do Nordeste e Sul do país apresentam anomalias positivas de até 20%. Estas diferenças indicam que a utilização da climatologia pode “mascarar” a real condição hídrica da superfície, a qual, como será abordado nas seções seguintes, contribui para a modificação dos termos dos balanços de radiação e energia à superfície, com a conseqüente modificação dos campos de temperatura e umidade da baixa atmosfera.

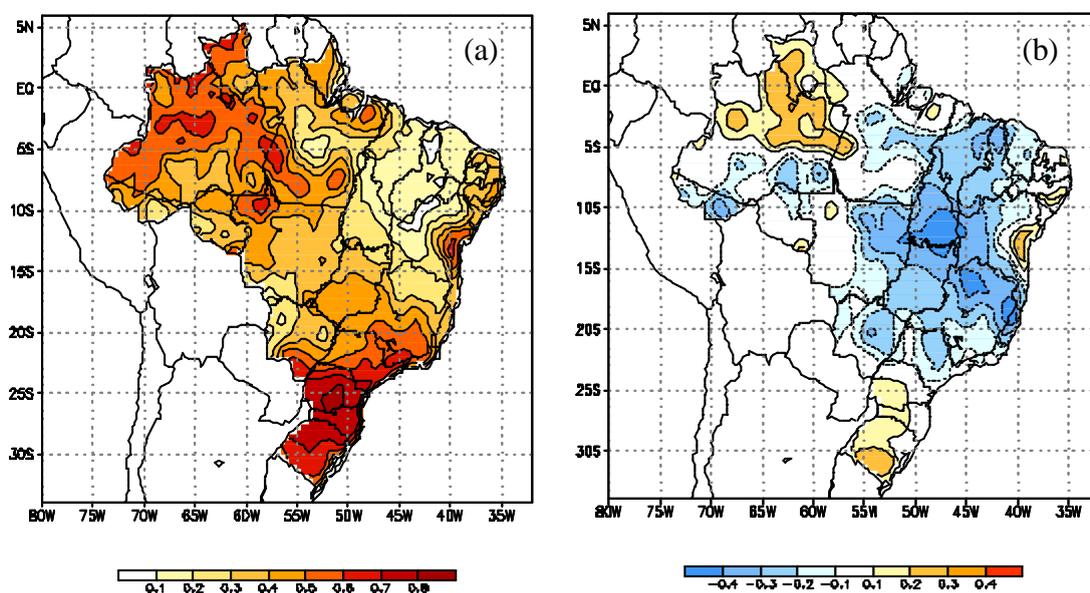


FIGURA 5.5 - Grau de saturação do solo gerado pelo modelo hidrológico (a) e a diferença em relação a climatologia utilizada no experimento controle (b).

### 5.3.2 Experimento - II: condições extremas

Nesta seção, os campos de condição inicial de umidade do solo são representativos das condições de capacidade de campo e ponto de murcha derivados a partir do mapa de textura e dos parâmetros físicos dos solos mostrados no capítulo 3. A Figura 5.6a-b mostra as diferenças entre os campos de umidade do solo considerados na inicialização dos experimentos úmido e seco em relação ao controle. Em ambos casos, pode-se verificar a influência da climatologia de água no solo utilizada no experimento controle, em que a região continental do Brasil, indo desde o extremo sul de Santa Catarina até o extremo oeste da Amazônia, apresenta-se com valores de umidade do solo elevados, gerando anomalias positivas de pouca intensidade em relação à inicialização úmida (Figura 5.6a). A diferença entre o caso úmido e de controle é mais intensa na região que vai desde o Nordeste até o extremo norte do Brasil, com anomalias superiores a 20 %, e no setor que vai do oeste da América do Sul até o norte da Argentina, Paraguai e Sul do Brasil, com anomalias positivas superiores a 10 %.

No campo da anomalia seca (Figura 5.6b) pode-se verificar um comportamento contrário, em que as anomalias negativas ocorrem na região central da América do Sul e de forma mais intensa, atingindo valores de até -50% na porção sul da Amazônia e centro do Brasil. Novamente, isto resulta do excesso de umidade do solo observado na climatologia de água no solo e utilizada no experimento controle. As anomalias negativas nas outras áreas são de magnitude equivalente às do caso úmido.

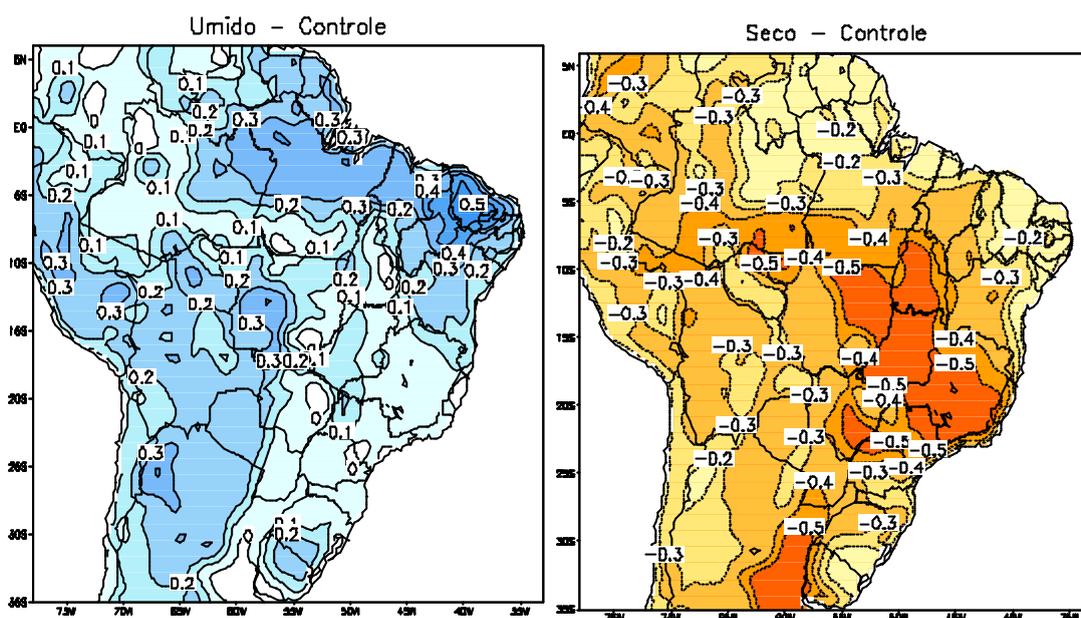


FIGURA 5.6 - Diferença entre a condição inicial de água no solo do caso controle (grau de saturação - %) e as condições iniciais utilizadas nos experimentos úmido (a) e seco (b), respectivamente.

## 5.4 Experimento I: Caso Realista

### 5.4.1 Sensibilidade à Inicialização da Umidade do Solo

Nesta seção são avaliadas as mudanças acarretadas pelas diferenças na condição inicial de água no solo, mostradas na seção anterior, nas simulações com o modelo Eta-SSiB. O objetivo é verificar se existe alguma contribuição significativa à previsão numérica em longo prazo (sazonal), que possa ser atribuída à utilização de uma provável informação de água no solo mais “realista”. A Figura 5.7 mostra a comparação entre a precipitação do experimento SEN e a observada, também para as regiões definidas na Figura 5.1. Pode-se verificar que as diferenças são pequenas em relação ao caso anterior. Contudo, a análise de cada evento revela uma tendência ao melhor posicionamento da chuva, reduzindo o atraso em alguns casos, e alterando a magnitude da precipitação em outros. Na região de savana, o menor conteúdo de água do solo em relação ao caso controle, que se fez presente em quase toda a região, contribuiu para a

redução da precipitação, em média por 1,0 mm/dia, durante os dois primeiros meses. Isto indica que, apesar da pequena diferença na precipitação média, a condição hídrica do solo pode afetar a frequência e duração dos eventos de precipitação convectiva.

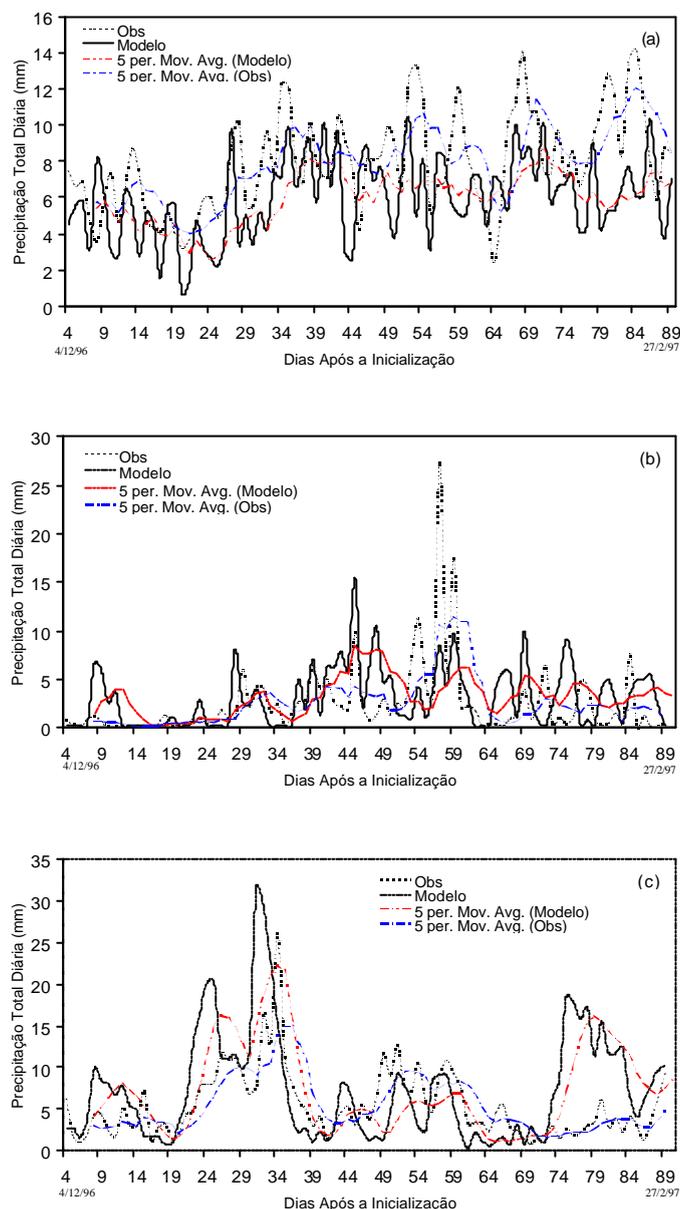


FIGURA 5.7 - Totais diários de precipitação (mm) do experimento de sensibilidade (Modelo) e da observação (Obs). As médias móvel de 5 elementos são também mostradas. (a) floresta (0-10°S; 54-70°W), (b) caatinga (5-10°S; 36-42°W) e (c) savana (10-24°S; 43-50°W).

A correlação entre as séries de precipitação observadas e o experimento de sensibilidade mostrado nesta seção indica, para a área de floresta, um coeficiente de correlação de 0,38, enquanto para as áreas de caatinga e savana o coeficiente de correlação é da ordem de 0,39 e 0,42, respectivamente. De acordo com estes índices, verifica-se que a utilização de condição inicial de água no solo, distinta da climatológica, promoveu uma pequena melhora na semelhança entre as curvas observada e simulada, apenas na áreas de floresta e caatinga, enquanto na região de savana, ao contrário, houve uma redução da habilidade do modelo na previsão da precipitação. A razão para isto pode estar na comunicação existente entre estas três áreas através do transporte de umidade, de tal modo que a alteração do balanço de umidade nas áreas de floresta e caatinga (onde o fluxo de umidade vindo do oceano Atlântico interage primeiro), seja repassado à área de savana. Esta diferença também pode ser resultado da intensa precipitação gerada pelo modelo a partir da 74ª pântada, e que não foi verificada nas observações.

#### 5.4.2 *Impacto na Estrutura Vertical da Atmosfera*

##### 5.4.2.1 Temperatura e Umidade Específica

Nesta seção é investigado o efeito da condição hídrica do solo na modificação da estrutura vertical da temperatura e umidade específica da atmosfera. A Figura 5.8a-b mostra os perfis verticais das diferenças de temperatura do ar e umidade específica na área onde foi observada a anomalia mais intensa de umidade do solo (região Central do Brasil: 10 a 20°S; 43 a 55°W). As diferenças são estabelecidas entre os três membros definidos nos experimentos de sensibilidade (S1, S2 e S3) e de controle (C1, C2 e C3), e também em relação as suas médias (S e C). Apesar da ligeira dispersão entre os membros, principalmente para a temperatura, todos eles exibem uma tendência de sensibilidade significativa à variação da umidade do solo e de mesmo sentido (sinal).

Os maiores impactos da umidade do solo concentram-se na baixa troposfera, para ambos os campos de temperatura do ar (Figura 5.8a) e umidade específica (Figura 5.8b), com valores máximos atingindo cerca de 1,2 °C e 0,9 g/kg próximo à superfície,

respectivamente. As diferenças entre o experimento de sensibilidade (condição inicial de umidade do solo mais seca que a do caso controle) e de controle revelam um aquecimento e um secamento da baixa troposfera para todos os membros, o que conduz ao fortalecimento da convecção seca em detrimento da convecção úmida, devido ao aumento do fluxo de calor sensível e redução do fluxo de calor latente. O aquecimento associado à redução na umidade do solo é mais intenso na camada limite planetária (CLP), porém estendendo-se até cerca de 550 hPa. Acima deste nível a atmosfera tende a ser mais fria, com anomalias menos intensas, distribuídas numa camada atmosférica mais profunda (de 500 até cerca de 200 hPa). A redução na umidade atmosférica se estende da superfície até cerca de 850 hPa. Ao contrário da temperatura, a umidade específica apresenta um ligeiro aumento (umidescimento) nos níveis acima de 850 hPa até cerca de 500 hPa. Em altos níveis as diferenças deixam praticamente de existir. Resultados semelhantes foram obtidos por Wang e Kumar (1998) e Hong e Pan (2000).

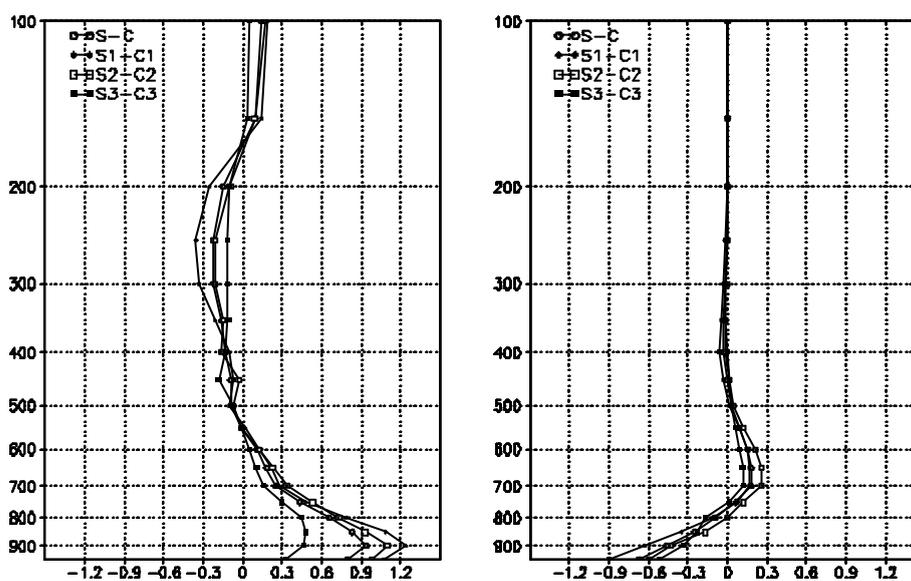


FIGURA 5.8 - Perfis de diferenças de temperatura do ar (esquerda) e umidade específica (direita) entre os casos de sensibilidade (S1, S2, e S3) e de controle (C1, C2, C3), e também de suas médias (S e C). Unidades são de K e g/kg, respectivamente.

#### 5.4.2.2 Divergência do Fluxo de Umidade

A modificação da circulação associada à redução na umidade do solo pode ser avaliada através da Figura (5.9) que mostra o perfil da divergência do fluxo de umidade médio na área para os experimentos CON e SEN. Notadamente, o efeito associado ao aumento do fluxo de calor sensível que aquece mais a baixa atmosfera contribui para o aumento da convergência horizontal do fluxo de umidade em baixos níveis até cerca de 700 hPa, e uma respectiva intensificação da divergência horizontal do fluxo de umidade em médios níveis. Será mostrado mais adiante que este efeito é causado pela diminuição da liberação de calor latente nestes níveis associada ao menor conteúdo de umidade do solo que favorece o enfraquecimento da instabilidade convectiva sobre a região devido à diminuição da energia potencial disponível à convecção. Deve-se ressaltar que os efeitos associados à contribuição do transporte de umidade das regiões vizinhas, tendem a ser pequenos no experimento de sensibilidade em virtude da condição inicial de água no solo ter mostrado pequena diferença em relação ao experimento controle nestas regiões. Desta forma, os resultados mostrados na Figura 5.9 ilustram o quanto a condição local da superfície pode influenciar a circulação atmosférica desde a baixa até a média troposfera.

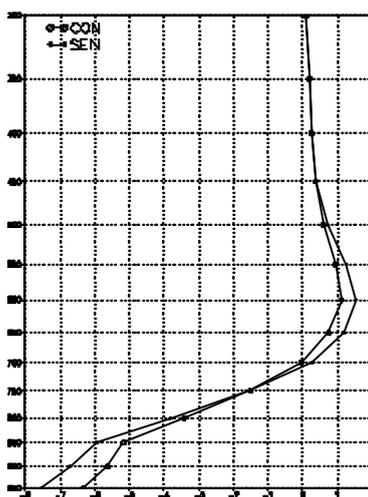


FIGURA 5.9 - Perfil de divergência do fluxo umidade ( $10^8 \text{ s}^{-1}$ ) médio na área de 10 a 20°S e 43 a 55°W, para os casos de sensibilidade (SEN) e de controle (CON).

### 5.4.2.3 Vento Zonal e Meridional

A modificação na estrutura da circulação da baixa e alta troposfera é também avaliada no setor de máxima diferença na umidade do solo, através dos perfis de diferença das componentes meridional (Figura 5.10a) e zonal (Figura 5.10b) da velocidade do vento, entre o experimento de sensibilidade e de controle. A maior sensibilidade à variação da umidade do solo é atribuída a componente meridional do vento devido ao escoamento sobre esta região ser preferencialmente de norte. A componente zonal do vento tende a ser mais sensível em níveis médios do que na baixa troposfera, mas com variações de pequena magnitude. As maiores diferenças na componente meridional do vento são observadas em baixos e médios níveis.

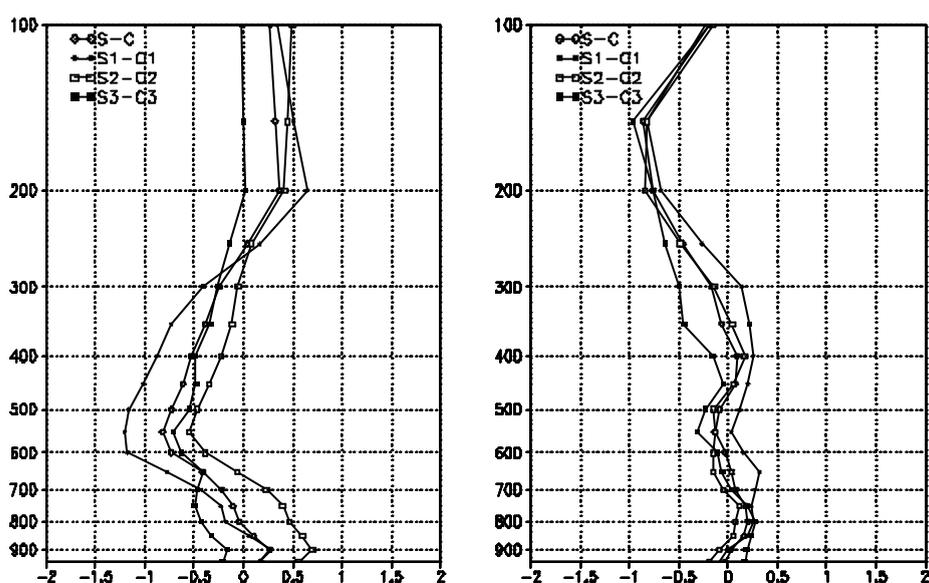


FIGURA 5.10 - Perfis de diferença do vento meridional (a) e zonal (b) (m/s), entre os membros do experimento de sensibilidade (S1, S2, e S3) e de controle (C1, C2, C3), e também entre suas médias (S e C).

## 5.5 Experimento II: Condições Extremas

### 5.5.1 *Temperatura da Superfície e Pressão à Superfície*

O aumento (diminuição) da umidade do solo no experimento úmido (seco) promoveu a respectiva redução (aumento) da temperatura da superfície em grande parte do continente (Figuras 5.11a e 5.12a). Verifica-se que apenas nas áreas que apresentam uma maior influência dos processos de interação com a atmosfera, através do controle dos fluxos turbulentos de energia exercido pela vegetação, o impacto da condição hídrica do solo na atmosfera se mostra mais intenso. A temperatura da superfície foi aumentada de 1 a 4 °C no experimento seco se comparado ao controle, e em até 2 °C no caso úmido. Este aquecimento intenso no caso seco se estendeu desde a superfície até cerca de 700 hPa.

Na superfície, a variação da temperatura em função da mudança no conteúdo de água no solo alterou o campo de pressão à superfície exatamente nas áreas de maior sensibilidade. Este comportamento pode ser constatado nas Figuras 5.11b e 5.12b que mostram as diferenças nos campos de pressão à superfície dos casos úmido e seco relativo ao controle. Nota-se que o centro de máxima anomalia positiva (negativa) de pressão à superfície no caso úmido (seco) tende a ser deslocado para oeste da região amazônica, enquanto as anomalias de umidade do solo mais intensas são verificadas no setor norte da América do Sul. A redução de até 3 hPa no caso seco, e aumento de até 1 hPa no úmido, mostra que as diferenças na ordem de grandeza das variações da pressão à superfície e também na temperatura da superfície é resultado da maior diferença entre a condição inicial de água no solo no caso seco em relação ao controle que no caso úmido. Este efeito é reforçado pelo controle da vegetação à transferência de umidade para a atmosfera, que sob condição de estresse hídrico, é mais restritivo comparado ao caso úmido em que a evaporação ocorre na taxa potencial ou próximo a esta.

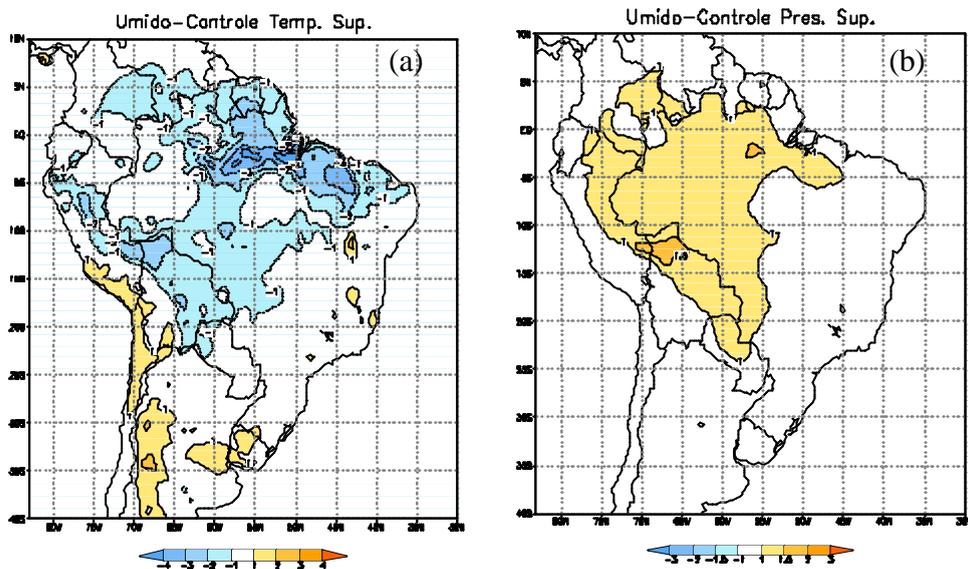


FIGURA 5.11 - Diferenças dos campos médios de temperatura da superfície (a) e pressão à superfície (b) entre os experimentos úmido e controle (unidades: K e hPa).

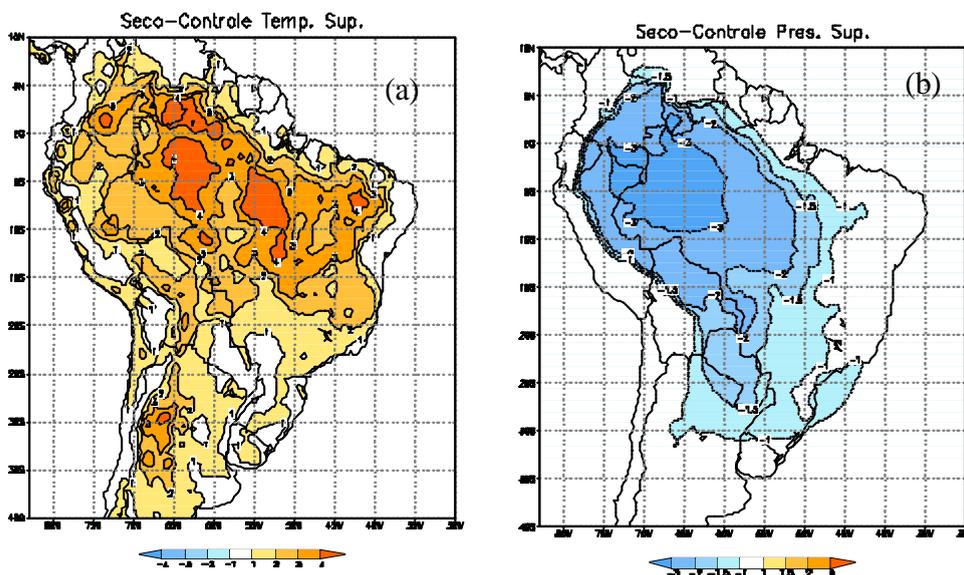


FIGURA 5.12 - Diferenças dos campos médios de temperatura da superfície (a) e pressão à superfície (b) entre os experimentos úmido e controle (unidades: K e hPa).

### *5.5.2 Fluxo de Umidade Integrado na Coluna Atmosférica*

A redução da pressão à superfície no caso seco favoreceu a intensificação do escoamento de baixos níveis entre o continente e oceano no setor norte da América do Sul, devido exatamente ao maior contraste úmido-seco entre a área central do continente e a região costeira (como mostrado nos campos de diferença de água no solo dos experimentos úmido-controle e seco-controle, nas Figuras 5.6a e 5.6b, respectivamente). Desta forma, a presença da floresta tropical, através de seu forte controle no fluxo de calor latente, tende a dominar as características do escoamento de baixos níveis no caso seco, em relação as outras áreas da América do Sul. Como discutido no parágrafo anterior, este controle determina a modificação do campo de temperatura da superfície que por sua vez afeta o campo de pressão à superfície, e portanto do campo de circulação da baixa troposfera. Em resposta a variação da circulação e da umidade disponível à superfície, o transporte de vapor d'água que determina o balanço de umidade da atmosfera é também alterado.

Este resultado pode ser verificado através dos campos do fluxo de umidade integrado verticalmente em toda coluna atmosférica, apresentados nas Figuras 5.13a e 5.13b. Estes campos representam a média dos três meses de simulação para os experimentos úmido e seco. A Figura 5.13a mostra que no experimento úmido o intenso transporte de vapor d'água a partir do oceano tende a ser carregado para o continente, em direção a região da Amazônia. Embora seja o campo integrado médio de longo período, é verificada ainda a presença do intenso fluxo de umidade associado ao jato de baixos níveis em torno de 20° S, resultado do desvio para sul do escoamento de baixos níveis vindo do oceano Atlântico devido a presença dos Andes. Este fluxo passa a ser de norte, exercendo o importante papel de transportar a umidade da região tropical para o subtropical.

No experimento seco (Figura 5.13b) o fluxo de umidade a partir do oceano é mais difundido através da costa norte do continente e dirigido mais para o interior em relação ao caso úmido. Esta maior dispersão do transporte de vapor d'água a partir do Atlântico

Norte enfraquece a componente do escoamento dirigida para a Amazônia, que passa a abastecer de umidade a região Central e Nordeste do Brasil. Em consequência, verifica-se que o transporte de umidade na região do jato de baixos níveis é enfraquecido, contribuindo para que o fluxo de vapor d'água no setor abrangendo o Nordeste da Argentina e Sul do Brasil seja reduzido, com impacto direto na precipitação. A comparação entre os casos úmido e seco, mostra uma tendência de comportamento inverso entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil. No caso de um maior conteúdo de água no solo, o Sudeste mostra-se mais seco e o Sul mais úmido, e no caso de uma redução da umidade do solo o inverso parece acontecer.

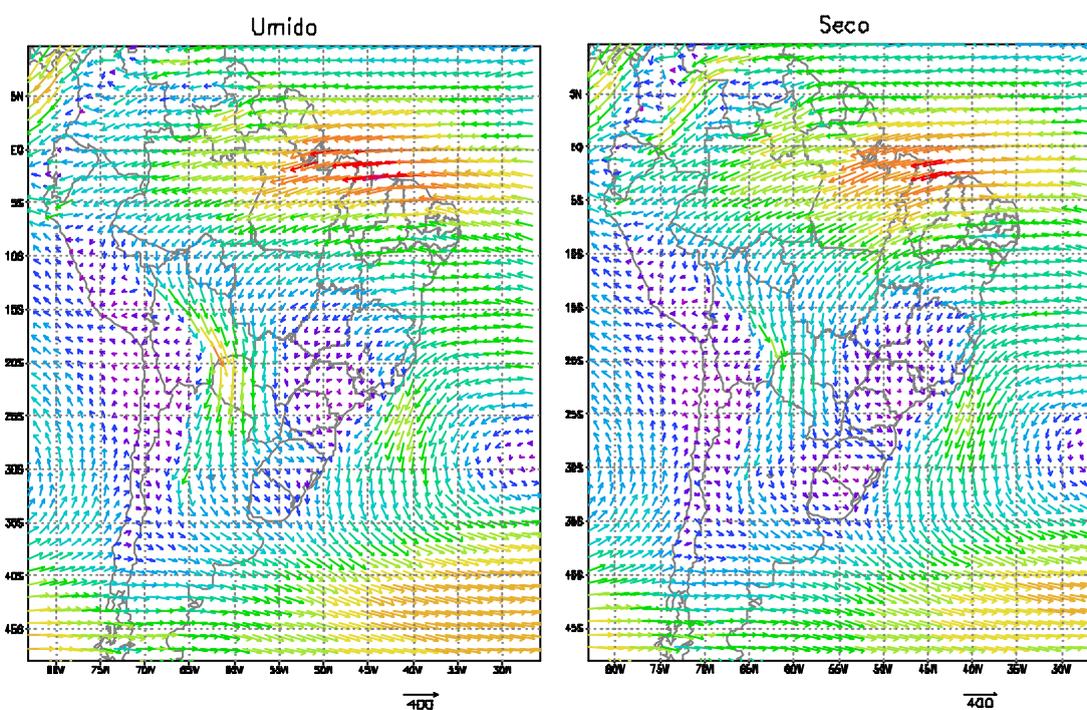


FIGURA 5.13 - Fluxo de umidade integrado verticalmente em toda coluna atmosférica (kg/m/s) para os experimentos úmido (a) e seco (b).

### 5.5.3 Divergência do Fluxo de Umidade Regional

O impacto do efeito local da modificação do campo de água no solo no transporte de umidade e na sua distribuição vertical é avaliado considerando as áreas definidas na seção 5.1. De acordo com as Figuras 5.14a-c verifica-se que tanto a resposta à variação

da umidade do solo quanto às características da circulação são bem distintas entre as regiões. No caso da área de floresta (Figura 5.14a), o experimento de controle mostra que existe uma convergência do fluxo de umidade em praticamente toda a camada atmosférica, atingindo o seu máximo em torno de 850 hPa. O mesmo acontece com o experimento úmido, porém a convergência tende a ser reduzida em baixos níveis e intensificada na camada acima (médios níveis). Pode-se inferir que, no experimento úmido, ocorre uma contribuição a distribuição vertical da umidade de forma mais efetiva, alcançando uma maior profundidade. Dessa forma, o máximo de convergência do fluxo tende a ser deslocado para os níveis mais altos (em torno de 700 hPa). No experimento seco, a convergência do fluxo de umidade é extremamente intensificada em baixos níveis, e mantém este padrão até cerca de 800 hPa, onde passa a apresentar uma divergência do fluxo de umidade, que se estende até cerca de 450 hPa. Nesta avaliação verifica-se que, principalmente no experimento seco, o fluxo de umidade tem um papel importante na circulação local, tanto em baixos níveis quanto em médio e altos níveis.

Na região de caatinga (Figura 5.14b) a avaliação do transporte de vapor d'água mostra que a convergência do fluxo de umidade a partir do oceano é intensa e confinada em uma camada limite rasa, enquanto na camada acima, que se estende de 800 hPa até cerca de 550, o fluxo de umidade é um pouco menos intenso e divergente. Em virtude das características semi-áridas desta região, a maior parte da contribuição ao desenvolvimento da camada limite é devido ao fluxo de calor sensível (pequeno fluxo de calor latente), favorecendo para que os maiores impactos da mudança na umidade do solo sejam restritos aos baixos níveis, embora nos níveis acima (de 700 hPa até cerca de 600 hPa) seja constatada uma pequena sensibilidade, resultado da também pequena modificação da energia disponível à convecção.

Uma interpretação para o comportamento do transporte de vapor d'água em regiões semi-áridas e vizinhas a grandes bacias oceânicas foi apresentada por Sud e Fennessy (1982). Segundo estes autores, a aridez do solo, típica da região, promove uma intensa variação diurna no desenvolvimento da CLP, produzindo também uma intensa variação

da profundidade da CLP associada ao seu crescimento diurno (Camada Limite Convectiva CLC) que, ao por do sol, sofre oclusão dando lugar a uma CLP mais rasa e estável, a Camada Limite Noturna (CLN). Este mecanismo de oscilação promove a mistura entre o ar dentro da CLP e o ar da atmosfera logo acima. Este mecanismo possibilita a transferência do vapor d'água para a média troposfera, onde o escoamento é divergente. Isto indica que a variação da precipitação é pouco influenciada pelos efeitos locais, prevalecendo o transporte de umidade devido à circulação de grande escala. Isto ocorre em virtude da pequena fração de cobertura vegetal e de porte inferior não ser suficientemente eficiente para modificar a partição da energia à superfície de forma considerável. Mesmo sob condições de solo mais úmido a resposta ao aumento do fluxo de calor latente é pequena se comparada a ordem de grandeza do fluxo de calor sensível.

Na região de savana (Figura 5.14c), a superfície continental é caracterizada como uma área com frações quase equivalentes de vegetação e solo nu. A vegetação apresenta um porte médio em relação a floresta tropical. Nesta área, o transporte de umidade é também bastante intenso em baixos níveis, mas a maior contribuição do fluxo de calor latente torna a variação diurna da camada limite menor. Isto reduz o transporte de umidade para média troposfera pela divergência do escoamento em comparação com a caatinga. Este comportamento indica um potencial de sensibilidade à condição hídrica do solo que, neste caso, mostra-se menos evidente em face à pequena diferença na condição inicial de água solo entre os experimentos de sensibilidade e de controle. Além disso, a contribuição por advecção horizontal de umidade a partir do oceano é menor que na região de caatinga em virtude da localização geográfica. Em termos de variação da umidade do solo, nota-se que em baixos níveis (até cerca de 850 hPa) não existe uma tendência de mudança significativa no transporte de umidade que possa ser evidenciado. Na camada acima, no entanto, verifica-se que em condições de solo mais úmido a convergência de umidade tende a ser reduzida, acompanhada do respectivo aumento da divergência do fluxo de umidade na média troposfera. No caso seco, a maior diferença é observada entre as camadas de 650 e 450 hPa.

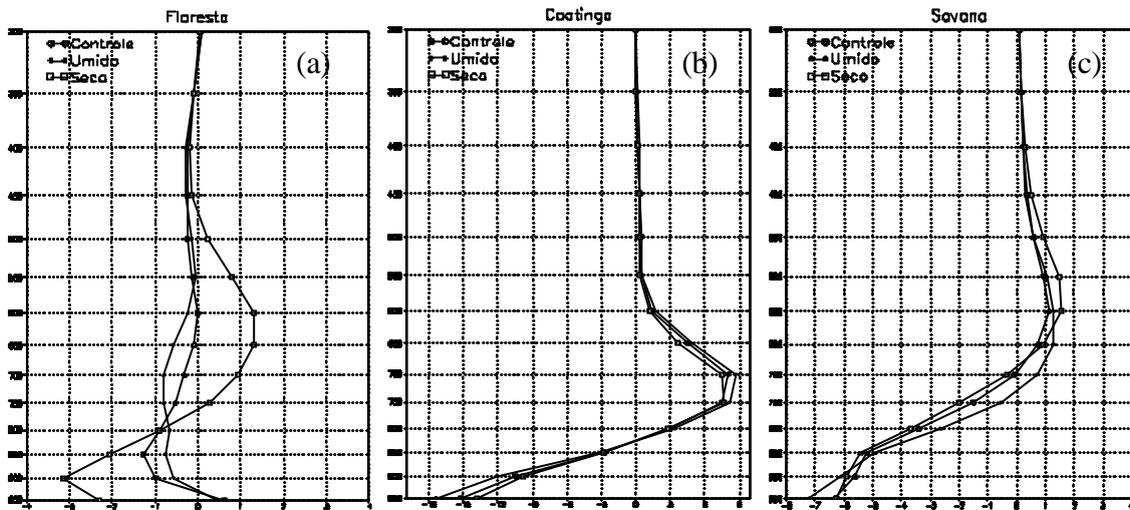


FIGURA 5.14 - Divergência do fluxo de umidade ( $10^8 \text{s}^{-1}$ ) médio nas áreas de (a) floresta, (b) caatinga e (c) savana para os experimentos controle, úmido e seco.

#### 5.5.4 Precipitação

A influência das diferenças (em relação ao caso controle) na condição inicial (CI) de água no solo na previsão da precipitação é mostrada na Figura 5.15a para o caso úmido e na Figura 5.15b para o caso seco. No caso úmido, verificou-se que a condição inicial de água no solo foi mais úmida que o caso controle em duas grandes áreas: a primeira abrangendo desde o setor norte da Amazônia até leste do Nordeste, sendo esta última de forma mais intensa; e uma segunda área correspondendo ao setor oeste da América do Sul (AS) estendendo-se desde o Peru até a Argentina.

Pode-se notar que, no caso úmido (Figura 5.15a), o campo de diferença da precipitação responde exatamente às áreas onde a CI de água foi superior ao caso controle, mas apenas no setor tropical da AS, principalmente sobre a região Nordeste onde essa diferença foi mais intensa. Nesta região o aumento da umidade do solo contribuiu para um aumento da taxa de precipitação em até 5,0 mm/dia, enquanto nas outras áreas esta taxa de crescimento não ultrapassou 2,0 mm/dia. Este comportamento na região Nordeste pode ser explicado pela grande eficiência dinâmica da atmosfera que, como

foi visto na seção anterior (Figura 5.14b), promove o deslocamento do intenso transporte de umidade presente na baixa troposfera para a média troposfera. Este mecanismo não foi alterado com o aumento da umidade do solo, apenas a sua eficiência foi melhorada, contribuindo para a intensificação do processo de convecção local sobre esta área. No caso úmido, o tipo de bioma representando a superfície não mostra uma influência na resposta da atmosfera à modificação do campo de água no solo. Isto pode estar associado ao baixo controle da vegetação no fluxo de vapor d'água (transpiração) quando se encontra sob condições de elevada demanda hídrica.

No caso seco, os campos de diferença de precipitação mostram novamente uma sensibilidade maior das áreas tropicais à redução da umidade do solo, as quais ocorrem exatamente nas zonas onde o contraste seco-úmido é mais intenso. Neste caso, ao contrário do caso úmido, o efeito do estresse hídrico a que a vegetação é submetida quando a umidade do solo é reduzida é verificado com maior intensidade na região da floresta Amazônica, onde a redução na precipitação é máxima e atinge 5,0 mm/dia. Sobre o Nordeste, a intensa redução da umidade do solo surtiu um efeito menos intenso em virtude do baixo porte da vegetação e da grande fração de cobertura por solo nu.

Na região Central (uma região de savana) a forte atividade convectiva, associada a intensa ocorrência de sistemas transientes vindos de latitudes subtropicais e interligadas com padrões de grande escala, praticamente não mostrou sensibilidade do campo de precipitação à mudança do conteúdo de água no solo. Será visto mais adiante que isto deve-se ao rápido reabastecimento do solo causado pela precipitação mais intensa e freqüente sobre esta região.

No setor Sul-Sudeste do Brasil um padrão de dipolo é observado onde um núcleo de anomalia positiva de precipitação ocorre sobre o Paraná e outro núcleo de anomalia negativa é observado sobre o estado de São Paulo. Sobre o setor norte da Argentina a precipitação tende a ser enfraquecida. Um ponto a ser destacado é a redução da precipitação ao norte da ZCAS sobre o continente no caso úmido, que pode estar

associado com o aumento da precipitação na costa norte do Nordeste através do desenvolvimento de um movimento subsidente na porção sul desta região.

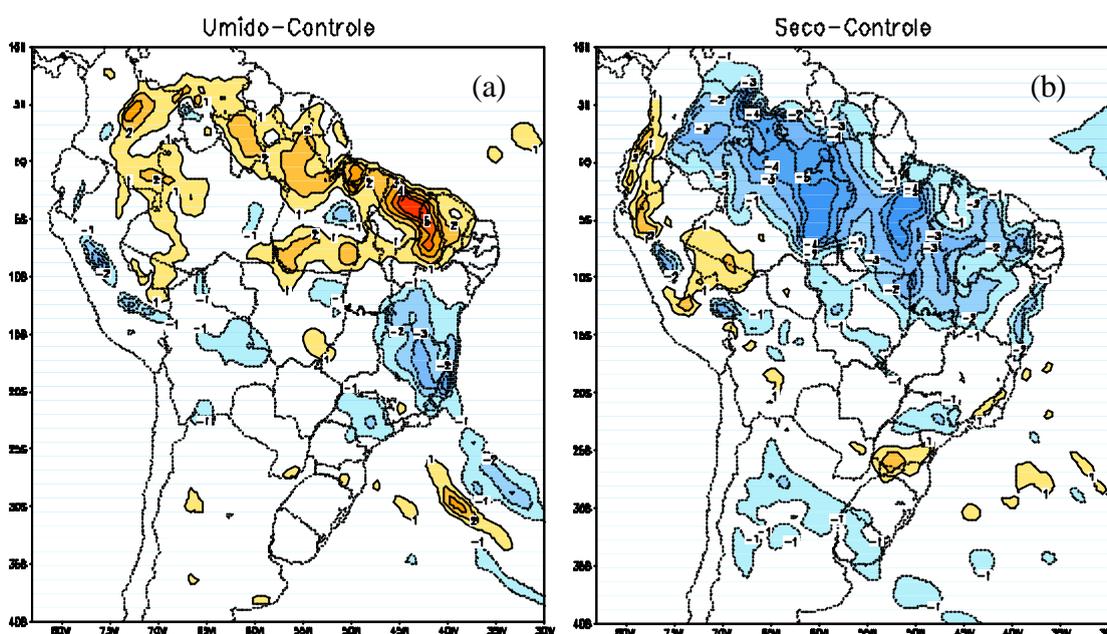


FIGURA 5.15 - Campos médios de anomalias de precipitação para os três meses de simulação: (a) úmido-controle e (b) seco-controle. Unidades em mm/dia.

De acordo com os resultados, nota-se que a resposta da precipitação foi mais variável que a temperatura da superfície e a pressão à superfície, e também foi mais dependente da resposta da convergência horizontal do fluxo de umidade à mudança na umidade do solo, particularmente sobre a região da Amazônia. A avaliação da convergência do fluxo de umidade em áreas distintas (floresta, savana e caatinga) sugere que para haver um significativo aumento (redução) da precipitação média, o efeito resultante das anomalias nos fluxos verticais e horizontais de calor e umidade deve resultar em uma atmosfera mais fria (quente) e úmida (seca) em baixos níveis. Em altos níveis as diferenças nos campos de umidade e temperatura são pequenas ou desprezíveis, de tal forma que o perfil resultante mostra-se mais (menos) convectivamente instável que o obtido no caso controle.

## 5.6 Evolução Temporal da Umidade do Solo

Nas análises são consideradas os três principais biomas encontrados na região do Brasil e que exercem diferenciada influência na variação da água no solo, em função das características da superfície ali existentes. As regiões são representativas dos biomas floresta, caatinga e savana semelhante a seção 5.1.

A Figura 5.16 mostra a evolução temporal da umidade do solo na camada superficial ( $w_s$ ) e na camada de raízes ( $w_r$ ) para os três experimentos, úmido, seco e controle na área de floresta. As diferenças iniciais de  $w_s$  nos respectivos casos úmido e seco são da ordem de +13 e -30%, enquanto para  $w_r$  são de +24 e -35%. Enquanto  $w_s$  aumenta em resposta a precipitação,  $w_r$  ao contrário, diminui até a 10<sup>a</sup> pântada, particularmente para os casos controle e úmido. No caso seco,  $w_r$  varia muito pouco nos primeiros dias para em seguida se manter quase constante.

Este comportamento diferenciado entre  $w_s$  e  $w_r$  é reflexo da ausência de raízes na camada superficial, adicionado à grande fração de cobertura vegetal da floresta e à espessa camada de solo na zona de raízes (1,48 m), fazendo com que a evaporação direta da umidade na camada superficial seja pequena e a difusão da água em excesso para as camadas mais profundas seja mais lenta. As diferenças na umidade do solo da zona de raízes persistem ao longo de toda integração após uma breve variação no início da integração. Ao contrário do que acontece nas duas primeiras camadas, a umidade do solo na zona de recarga não mostrou variação (não mostrado) que será sentida apenas na escala de tempo superior ao período de integração.

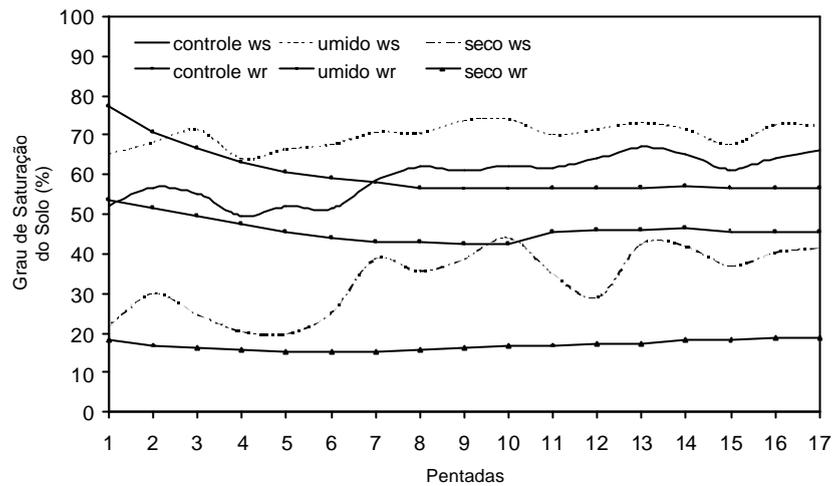


FIGURA 5.16 - Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes, para os experimentos úmido, seco e controle, sobre uma área de floresta.

Ao contrário da região de floresta, a região de savana apresenta variações na umidade do solo com o tempo, que tendem a se aproximar do caso controle mais rapidamente, particularmente no experimento seco (Figura 5.17). A pequena diferença na condição inicial de água no solo entre o caso úmido e de controle (cerca de 10%), contribuiu para a proximidade das curvas, gerando um pequeno impacto na evolução das variáveis do balanço de energia, que perdurou apenas durante o primeiro mês (Tabela 5.1). No caso seco a persistência da umidade do solo é mais intensa, apesar de que, após a 4ª pântada seja observada uma rápida variação da umidade do solo na direção da condição de controle.

Esta rápida variação da umidade do solo (ws e wr) é resultado de um período de intensa precipitação iniciada na 4ª pântada e associada à ocorrência de dois casos de ZCAS (Climanálise, 1997) ocorridos durante o segundo mês de integração. Isto indica que o “efeito memória” inerente às condições iniciais do modelo, no que diz respeito às camadas profundas do solo, tende a ser suavizado ou reduzido quando as forçantes atmosféricas, tal como a precipitação, se tornam mais intensas.

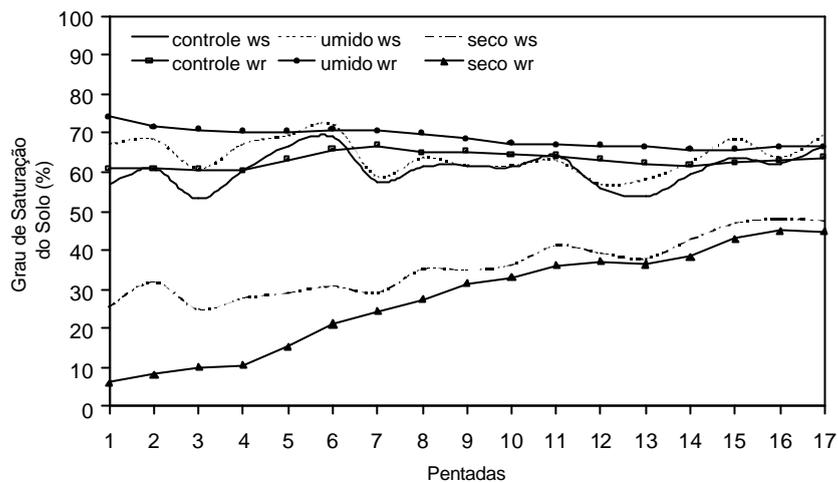


FIGURA 5.17 - Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes para os experimentos úmido, seco e controle, sobre uma área de savana.

Na região do bioma caatinga (Figura 5.18) a variação da umidade do solo na camada superficial segue o comportamento da precipitação, e na ausência desta responde à evaporação que, neste caso, deve-se principalmente à porção de solo nu. A pequena cobertura de vegetação torna a resistência à transferência da umidade do solo da superfície para a atmosfera muito pequena. A rasa camada de solo na zona de raízes (0,47 m) e uma precipitação relativamente maior que a evaporação contribuem para a rápida resposta desta camada à forçante atmosférica.

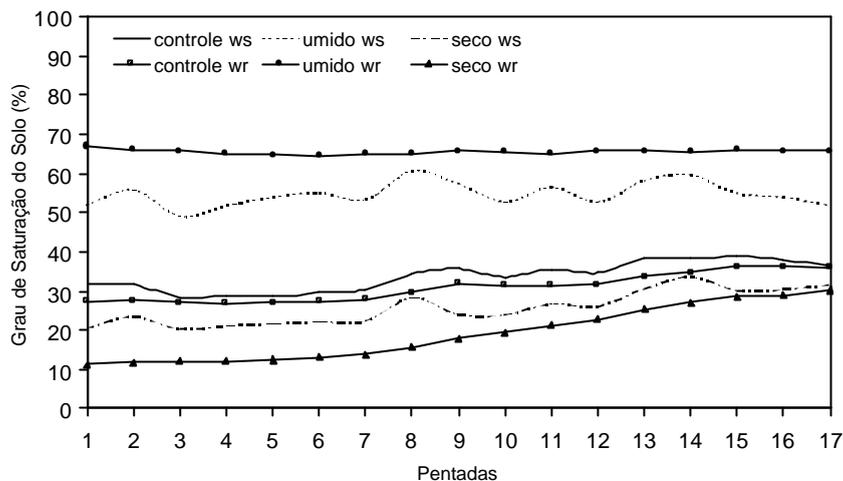


FIGURA 5.18 - Variação temporal da umidade do solo na camada superficial e na zona de raízes para os experimentos úmido, seco e controle, sobre uma área de caatinga.

### 5.7 Persistência da Umidade do Solo

Uma medida bastante utilizada para determinar a persistência de uma condição anômala na umidade do solo é a função de autocorrelação de 30 dias. Esta função de autocorrelação indica a escala de tempo necessária para que uma anomalia na umidade do solo seja esquecida, ou seja, é uma medida do “efeito memória” da superfície continental. O grau de persistência das anomalias de umidade do solo depende da taxa com que tais anomalias são removidas da camada do solo, através da evaporação e da precipitação. Neste estudo, em virtude do curto período de integração, a função de autocorrelação da umidade do solo é utilizada na avaliação das regiões que, sob condições hídricas extremas, apresentam potencial de uma maior persistência na variação da umidade do solo. Os resultados foram obtidos a partir das médias representativas das área de floresta, caatinga e savana obtidas dos experimentos úmido e seco.

A Figura 5.19a-c mostra os valores da função de autocorrelação da umidade do solo para 0, 10, 20, 30 e 40 dias na camada superficial (ws) e de raízes (wr). Todas as correlações acima de 0,18 são significativamente diferentes de zero no nível de 95% de confiança. Na região de floresta tropical (Figura 5.19a) praticamente não existe persistência da umidade do solo da camada superficial independente da condição hídrica do solo. Para a zona de raízes a persistência é um pouco maior particularmente no experimento seco. Este comportamento reflete a influência da vegetação em reduzir a memória do solo através da perda por interceptação e também ao forte controle na transpiração da folhagem quando sob estresse hídrico.

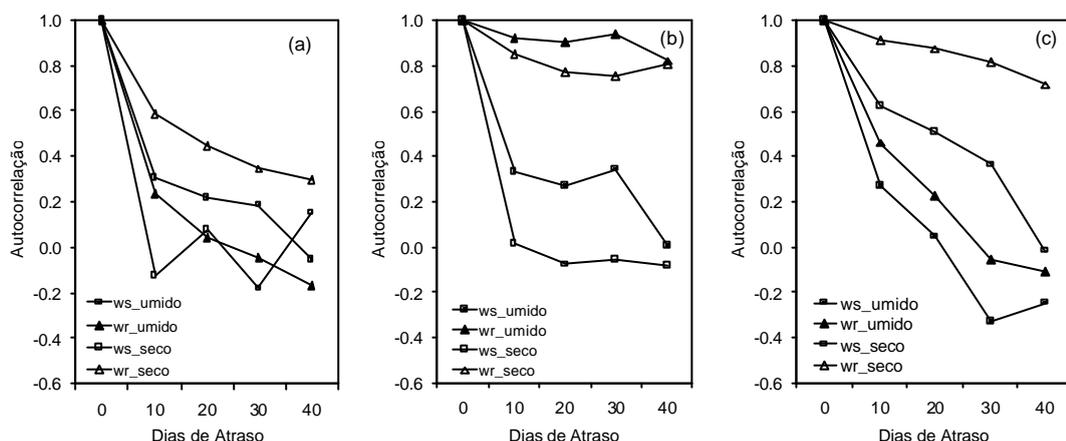


FIGURA 5.19 - Função de autocorrelação da umidade do solo para 0, 10, 20, 30 e 40 dias na camada superficial e de raízes. Os símbolos em negrito é para condição úmida e transparente para a seca. As áreas são floresta tropical (a), caatinga (b) e savana (c).

Na região de caatinga (Figura 5.19b) a persistência da condição úmida é maior que a da condição seca, tanto na camada superficial quanto na zona de raízes. A grande fração de solo nu contribui para que não haja um forte controle da evaporação da água do solo, quando em condições secas, tendo em vista que o controle da vegetação, embora mais intenso, representa uma fração menor na evaporação total da superfície. Por outro lado, em condições

de solo úmido, a vegetação passa a exercer grande influência na evapotranspiração, pois a eficiência da vegetação em transferir vapor d'água para a atmosfera é mais efetiva que a evaporação direta do solo. Neste caso, a umidade transpirada pela vegetação é extraída da zona de raízes, enquanto na área de solo nu a água é fornecida pela camada mais próxima da superfície onde a interação com a atmosfera é quase instantânea.

Na região de savana (Figura 5.19c) uma anomalia positiva na umidade do solo, seja na camada superficial ou de raízes, é menos persistente, enquanto sob condições de estresse existe uma tendência de persistência maior. No caso de uma anomalia seca na umidade do solo a persistência pode ser superior a 40 dias na zona de raízes. Uma comparação entre as três áreas de bioma mostra que a região de caatinga e savana tendem a ser mais persistentes e, portanto, anomalias de umidade nas zonas mais profundas do solo podem influenciar o comportamento do clima destas regiões por um longo tempo.

## **5.8 “Spin-Up” da Água no Solo**

O “spin-up” de um modelo de superfície continental é definido amplamente como um processo de ajuste quando o modelo se aproxima do seu equilíbrio após anomalias iniciais no conteúdo de água no solo ou após alguns eventos ambientais anormais (por exemplo, seca). Segundo Yang *et al.*, (1994), a maioria dos esquemas de superfície requer muitos anos para atingir o equilíbrio hidrológico com a forçante meteorológica; o tempo necessário depende da capacidade de armazenamento total do solo e da condição inicial de água no solo. Portanto, a utilização de uma condição inicial de água no solo arbitrária, ou mesmo climatológica, gerada de forma independente do modelo de superfície em questão, vai exigir um longo tempo de integração para que o efeito de “spin-up” seja realmente reduzido. Este problema de desajuste na inicialização da água no solo, especialmente na camada inferior do modelo, torna-se um inconveniente para as várias escalas de tempo da modelagem numérica da atmosfera.

Para simulações longas é importante inicializar o modelo corretamente na camada inferior, em razão desta camada ser a responsável por determinar como o sistema solo-vegetação irá responder às mudanças climáticas durante períodos prolongados de seca ou de excesso de água. Outra consequência da não aplicação de uma metodologia adequada para a redução do efeito “spin-up” da água no solo, mesmo sem ocorrência de um evento de estresse hídrico, refere-se às áreas com vegetação de raízes profundas. Nos primeiros centímetros do solo o equilíbrio é rapidamente atingido. Nas áreas onde a camada inferior é considerada muito profunda, maior será o tempo necessário para que o equilíbrio do modelo, com relação a água no solo, seja atingido. A escala de tempo para savana e cultivo é da ordem de dois meses (Entin *et al.*, 1999); contudo, nas áreas de floresta a ordem de grandeza desta escala de tempo é ainda desconhecida. Se o sistema de raízes atinge profundidades maiores que dois metros, é possível que estas áreas ainda não estejam em equilíbrio, quando esperar-se-ia que o efeito do “spin-up” já não estivesse atuando. Logo, é ainda impossível avaliar como os modelos se comportam nestas áreas. De acordo com os resultados da variação da umidade do solo apresentados na seção (5.6), verificou-se que a camada da zona de raízes sobre a área de floresta apresentou característica semelhante ao efeito “spin-up”, tanto no caso úmido quanto no caso seco. Apesar desta camada ser menos persistente que a camada inferior do modelo, já se observa a existência de um sinal forte da água no solo em determinar a evolução temporal dos fluxos à superfície. No nosso caso, a umidade do solo na zona de recarga praticamente não apresentou variação, necessitando de um período bem maior de simulação para a verificação da escala de tempo do “spin-up”. Na zona de raízes este efeito durou aproximadamente dois meses na área de floresta e menos de um mês nas outras regiões.

## **5.9 Balanço de Radiação e Energia**

Quando a radiação solar atinge a superfície continental do planeta uma porção é refletida de volta para o espaço e o restante é dividido entre o fluxo de calor para o solo, a

evapotranspiração, e o fluxo de calor sensível. Estes três fluxos agem no sentido de aumentar a temperatura do solo, a umidade específica do ar e a temperatura do ar, respectivamente. A contabilidade destes fluxos resulta da energia disponível à realização dos processos atmosféricos. A mesma quantidade desta energia disponível sobre uma região de deserto, onde a água em todas as suas fases é escassa, será utilizada no fluxo de calor sensível, enquanto na região de floresta, onde a água não é limitante, esta energia disponível será utilizada em maior parte no fluxo de calor latente. Desta forma, a condição hídrica do solo age como um regulador da partição da energia disponível à superfície. Esta partição, por sua vez, influencia o desenvolvimento da camada limite e, portanto, o estado da atmosfera.

A influência da umidade do solo na variação do albedo da superfície e na determinação da razão de Bowen tem sido confirmada em experimentos observacionais, e é considerada como base para várias teorias que procuram descrever as interações entre a condição hídrica do solo e os processos físicos da atmosfera. O estudo observacional de Idso *et al.* (1975) mostra a dependência do albedo de solo nu com relação ao conteúdo de água no solo. Eles encontraram que o albedo se correlaciona negativamente com o teor de água no solo nos primeiros 10 cm. Nas regiões com grande cobertura de vegetação, as variações do albedo com relação à umidade do solo dependerão exclusivamente do viço da vegetação. Nas regiões em que a fração de solo nu for significativa, a variação do albedo com a água no solo deve ser considerável. Tendo em vista que neste trabalho o albedo da superfície não foi alterado, seja pela umidade do solo ou pelo estado da vegetação, as diferenças na radiação solar líquida à superfície representam apenas a influência nas variações no vapor d'água atmosférico e na nebulosidade.

No passado, vários estudos focalizavam a interação entre a umidade do solo e a precipitação como um processo de reciclagem de água, desprezando os processos radiativos. Entretanto, nos últimos anos vários estudos (Entekhabi *et al.*, 1996; Eltahir, 1998 e Schär *et al.*, 1999) reafirmam não só a importância da umidade do solo para o ciclo hidrológico, mas também

para o balanço de energia à superfície. A Tabela 5.1 apresenta os resultados da média dos três meses de simulação para os componentes do balanço de energia e de radiação à superfície nas três regiões consideradas na seção anterior. Como esperado, os fluxos de calor latente ( $\lambda E$ ) e sensível (H) foram as quantidades mais sensíveis à mudança na condição inicial da umidade do solo. No caso de solo seco, uma redução na condição inicial na água do solo na zona de raízes de 35, 16, e 55% contribuiu para que o fluxo de calor latente fosse reduzido em média por 50, 26, e 33  $W/m^2$  nas áreas de floresta, caatinga, e savana, respectivamente. O concomitante aumento do fluxo de calor sensível foi de 36, 22, e 19  $W/m^2$  nas respectivas regiões.

No caso úmido, o aumento da umidade do solo inicial na zona de raízes por 24% e 40%, nas regiões de floresta e caatinga, respectivamente, contribuiu para o aumento de  $\lambda E$  em cerca de 10 e 18  $W/m^2$  e para a redução de H em média de 7 e 17  $W/m^2$ , respectivamente. Por outro lado, na região de savana, a proximidade dos campos iniciais de água no solo entre o caso úmido e de controle praticamente não alterou as componentes do balanço de energia e radiação à superfície. Pode-se observar portanto, que a magnitude do impacto da umidade do solo nos fluxos de calor sensível e latente depende da intensidade da anomalia de umidade do solo, mas sob condições de solo seco o impacto de uma anomalia de mesma intensidade que no solo úmido é mais intenso.

Os resultados apresentados na Tabela 5.1 concordam com os de vários trabalhos já publicados, de que uma anomalia positiva (negativa) na umidade do solo tende a reduzir (aumentar) a razão de Bowen (razão do fluxo de calor sensível pelo fluxo de calor latente), através do aumento (redução) do fluxo de calor latente e da redução (aumento) do fluxo de calor sensível. Um maior fluxo de calor latente umedece mais a baixa atmosfera e, portanto, aumenta a radiação de onda longa incidente à superfície devido ao efeito estufa do vapor de água atmosférico. Por outro lado, um menor fluxo de calor sensível resfria a superfície e a camada de ar próximo a ela e, portanto, reduz a radiação de onda longa emitida. Desta

forma, a diminuição da razão de Bowen associada ao aumento da umidade do solo promove um aumento no saldo de radiação de onda longa à superfície.

Em termos do balanço de radiação de onda longa, os resultados mostram sensibilidades diferenciadas das suas componentes à condição hídrica do solo. A variação da componente emitida pela atmosfera foi da ordem de  $-3$  a  $+8$   $\text{W/m}^2$  e, associada à variação da nebulosidade e umidade atmosférica, esta última em menor grau, com exceção da área de savana. A radiação de onda longa emitida pela superfície mostrou-se mais sensível, principalmente sobre as áreas de floresta e savana, onde foram constatadas variações positivas de até  $23$   $\text{W/m}^2$  no caso seco, e variações negativas de cerca de  $9$   $\text{W/m}^2$  no caso úmido. Os padrões úmido e seco são bem evidentes em que solos úmidos (secos) tendem a aumentar (diminuir) o saldo de radiação de onda longa (através da variação na razão de Bowen), favorecendo o aumento (redução) na energia disponível à superfície.

Das três principais causas de variação no saldo de radiação de ondas curtas apenas a influência da cobertura de nuvens se fez presente. A variação no saldo de radiação de ondas longas foi devida à variação nas temperaturas da superfície e da CLP, além da mudança na emissividade e absorvidade da atmosfera associada à variação na concentração de vapor d'água. A redução da umidade do solo contribuiu para o aquecimento da camada limite até cerca de  $700$  hPa.

TABELA 5.1 - Valores médios das componentes do balanço de radiação e energia para DJF dos experimentos controle, úmido e seco e as respectivas diferenças.

Floresta	Wm <sup>-2</sup>	-	%	K	K	g/kg					
Exp.	Kn	Ln	Rn	H	LE	H+LE	H/LE	N	Ts	Tg	Os
Controle	187,6	-37,4	150,2	41,7	118,6	160,3	0,35	35,0	299,4	298,7	16,4
Úmido	185,1	-33,2	151,9	25,0	136,3	161,3	0,18	36,0	298,2	297,7	17,3
Dif.	-2,5	4,2	1,7	-16,7	17,7	1,0		1,0	-1,2	-1,1	0,9
Seco	188,0	-50,6	137,4	77,6	68,6	146,2	1,13	34,3	302,5	301,5	14,1
Dif.	0,4	-13,2	-12,8	36,0	-50,1	-14,1		-0,7	3,1	2,8	-2,3
Caatinga	Wm <sup>-2</sup>	-	%	K	K	g/kg					
Exp.	Kn	Ln	Rn	H	LE	H+LE		N	Ts	Tg	Os
Controle	193,9	-74,1	119,8	89,1	43,6	132,6	2,05	26,2	303,1	303,2	13,5
Úmido	190,1	-70,6	119,5	81,9	53,4	135,4	1,53	28,3	302,5	302,7	14,4
Dif.	-3,8	3,5	-0,3	-7,2	9,9	2,7		2,1	-0,6	-0,6	0,9
Seco	197,7	-82,8	115,0	110,7	17,3	128,0	6,40	24,1	304,7	304,8	12,4
Dif.	3,8	-8,7	-4,9	21,6	-26,3	-4,7		-2,1	1,6	1,6	-1,1
Savana	Wm <sup>-2</sup>	-	%	K	K	g/kg					
Exp.	Kn	Ln	Rn	H	LE	H+LE		N	Ts	Tg	Os
Controle	188,8	-58,5	130,3	55,4	83,7	139,1	0,66	32,6	300,7	301,1	13,6
Úmido	190,8	-59,3	131,4	56,2	84,8	141,0	0,66	31,6	300,4	300,7	13,9
Dif.	1,9	-0,8	1,1	0,7	1,1	1,9		-1,1	-0,3	-0,4	0,3
Seco	186,2	-69,2	116,9	74,0	51,0	125,0	1,45	35,9	303,3	303,9	11,6
Dif.	-2,7	-10,7	-13,4	18,6	-32,7	14,2		3,3	2,6	2,8	-2,1

### 5.10 Análise Temporal dos Balanços de Radiação e Energia

Nesta seção é avaliado o impacto da inicialização da água no solo no balanço de energia e radiação à superfície através das séries temporais de seus componentes. Os resultados apresentados são médias de 5 dias (pêntadas) das simulações de 3 meses para as regiões de

floresta tropical (Figura 5.20a-e), caatinga (Figura 5.21a-e) e savana (Figura 5.22a-e) dos experimentos controle, úmido e seco.

De acordo com as Figuras (5.20a, 5.21a e 5.22a) observa-se que anomalias positivas (negativas) na umidade do solo favorecem ao aumento (diminuição) na radiação líquida à superfície (5.20e, 5.21e e 5.22e), e isto se deve a um aumento (redução) no saldo de radiação de ondas longas, e uma redução (aumento) do saldo de radiação de ondas curtas nas três áreas estudadas. De acordo com os resultados, o saldo de radiação solar mostrou-se dependente da nebulosidade apenas nas regiões mais úmidas (tal como floresta e savana), e esta nebulosidade, por sua vez, apresentou variações independentes da umidade do solo (não mostrado). Na região de caatinga, onde as variações na nebulosidade foram mais dependentes da mudança na umidade do solo houve uma resposta equivalente do saldo de radiação solar. Em resumo, as variações de nebulosidade são menores em regiões mais úmidas e não apresentam uma direção preferencial que possa ser associada à condição hídrica do solo.

A baixa sensibilidade do saldo de radiação solar à variação da umidade do solo se deve, em parte, a não inclusão de um fator de resposta do albedo à variação do conteúdo de água no solo no modelo SSiB, particularmente no caso de solo nu, embora já se saiba que o viço da vegetação seja tão importante quanto a nebulosidade. A inclusão deste fator de sensibilidade deverá resultar em uma maior variação da radiação solar com a mudança no conteúdo de água no solo.

Com base na análise dos balanços de radiação de ondas longas e ondas curtas nas áreas dos três biomas, verifica-se que a sensibilidade do saldo de radiação de ondas longas à superfície foi o fator dominante responsável por grande parte da variação da radiação líquida relacionada com a variação da umidade do solo. Isto mostra que o resfriamento (aquecimento) da superfície (Figuras 5.20b, 5.21b e 5.22b), adicionado ao efeito estufa do

vapor d'água devido ao aumento (redução) da umidade específica à superfície e na CLP (Figuras 5.20c, 5.21c e 5.22c) gerado pelo aumento (diminuição) da umidade do solo, tem um papel importante na interação continente-atmosfera. A sensibilidade da radiação líquida à superfície mostrou-se mais forte no solo seco que no solo úmido em todas as áreas.

Em termos de fluxos (Figuras 5.20d, 5.21d e 5.22d), os solos úmidos (secos) aumentam (diminuem) o fluxo de calor latente, enquanto o fluxo de calor sensível é aumentado (diminuído) nas áreas de solo seco (úmido) em virtude da diminuição do fluxo de calor latente. Apesar da clara modulação, a soma dos fluxos de calor latente e sensível (energia total) não varia muito entre diferentes condições de umidade do solo, confirmando a importância desta variável na partição da energia disponível à superfície.

Para as áreas de floresta e caatinga, em todos os experimentos considerados a variação do saldo de radiação solar foi pequena e menor que 2%, atribuída primeiro a não modificação do albedo em função da umidade do solo, e também a pequena variação da fração de cobertura de nuvens (cerca de  $\pm 2\%$ ). Na região de savana a variação do saldo de radiação solar à superfície foi maior em virtude da variação da cobertura de nuvens de 9% no caso seco, mas ainda com importância secundária no saldo de radiação à superfície. Em todas as áreas e nas condições úmida e seca as variações no fluxo de calor para o solo ou substrato (G) foram pequenas com média de  $\pm 5 \text{ W/m}^2$ . As máximas variações foram observadas nos primeiros dias de simulação (cerca de  $\pm 20 \text{ W/m}^2$  na floresta e savana e em torno de  $+10 \text{ W/m}^2$  na área de caatinga) e minimizadas nos últimos dois meses.

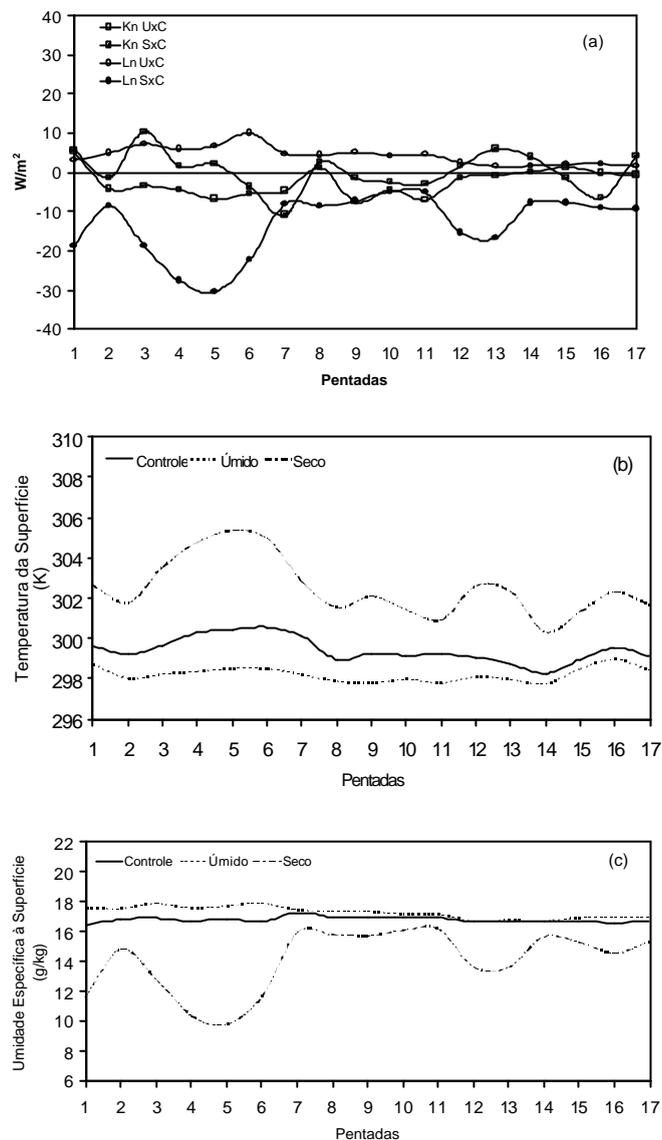


FIGURA 5.20 - Evolução temporal das variáveis: (a) saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e saldo de radiação de ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) fluxos de calor sensível ( $H$ ), latente ( $\lambda E$ ) e do solo ( $G$ ); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido, controle e seco considerando uma área de floresta. Unidades em  $W/m^2$ , K e  $g/kg$ .

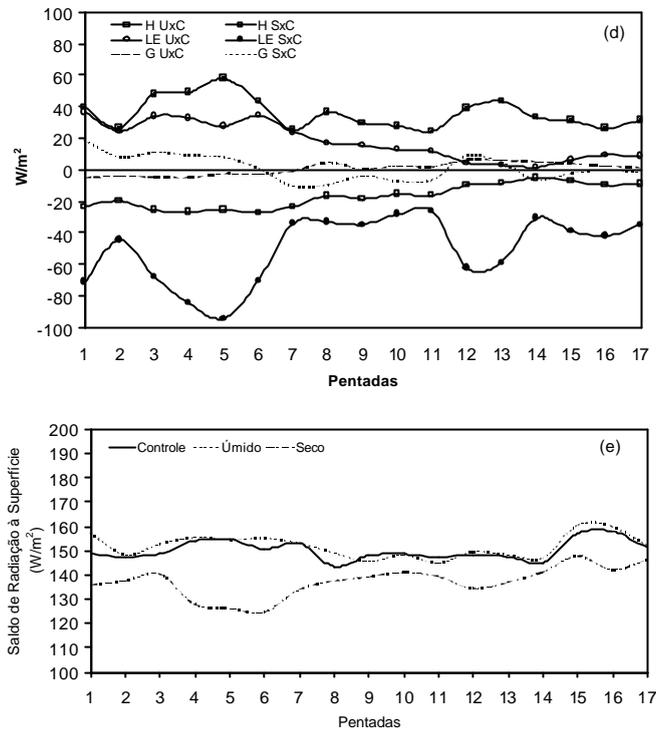


FIGURA 5.20 - (Conclusão).

Como comentado anteriormente, as maiores variações foram no fluxo de calor sensível e latente. Na área de floresta as máximas anomalias de  $\lambda E$  e H foram de até  $-100\text{W/m}^2$  e  $+50\text{W/m}^2$  no caso seco, respectivamente. No caso úmido estas anomalias foram um pouco menos intensas, com variações de até  $50\text{W/m}^2$  para  $\lambda E$  e de até  $-40\text{W/m}^2$  para H. Nas áreas de savana e caatinga as variações de H e  $\lambda E$  foram menos intensas em virtude da menor eficiência na transferência de umidade para a atmosfera, associada à menor cobertura vegetal, apesar das anomalias na umidade do solo, em alguns experimentos, terem sido tão intensas na savana como na região de floresta.

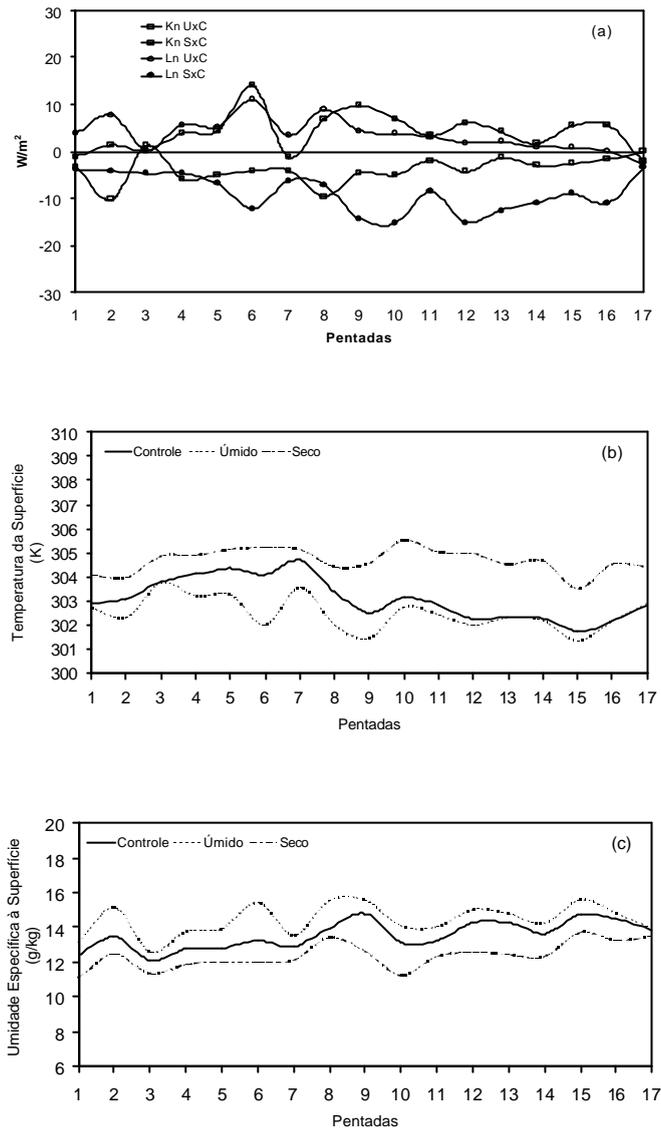


FIGURA 5.21 - Evolução temporal de: (a) diferenças de saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) diferenças dos fluxos de calor sensível ( $H$ ), latente ( $\lambda E$ ) e calor do solo ( $G$ ); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido (U), controle (C) e seco (S), para a área de caatinga.

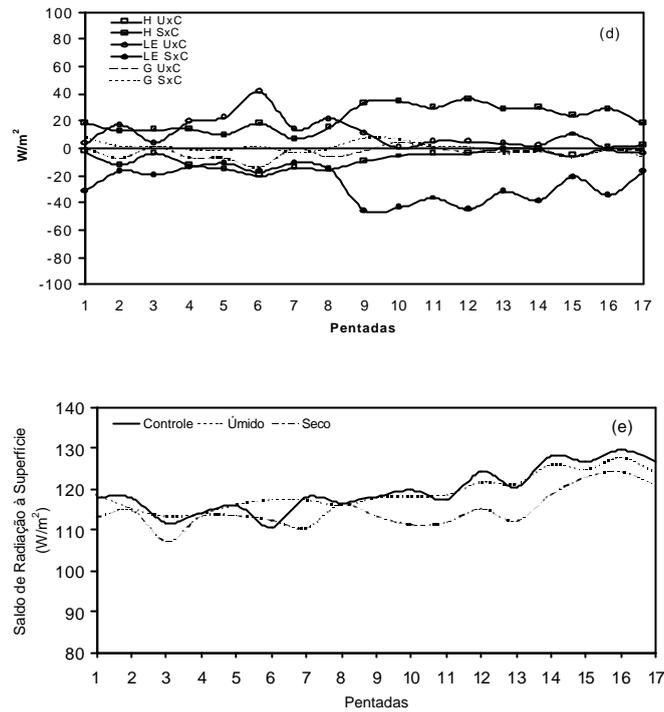


FIGURA 5.21 – (Conclusão).

Na área de caatinga as maiores variações de H foram de  $-30 W/m^2$  (úmido) e  $40 W/m^2$  (seco), enquanto as respectivas variações de  $\lambda E$  foram da ordem de  $40 W/m^2$  (úmido) até  $-60 W/m^2$  (seco). Sobre a região de savana pequenas diferenças nos fluxos de calor são observadas no caso úmido, devido também a pequena diferença na condição inicial de umidade do solo em relação ao caso controle. O contrário é observado no experimento seco, que mostra variações de até  $-100 W/m^2$  para o fluxo de calor latente e cerca de  $50 W/m^2$  no fluxo de calor sensível.

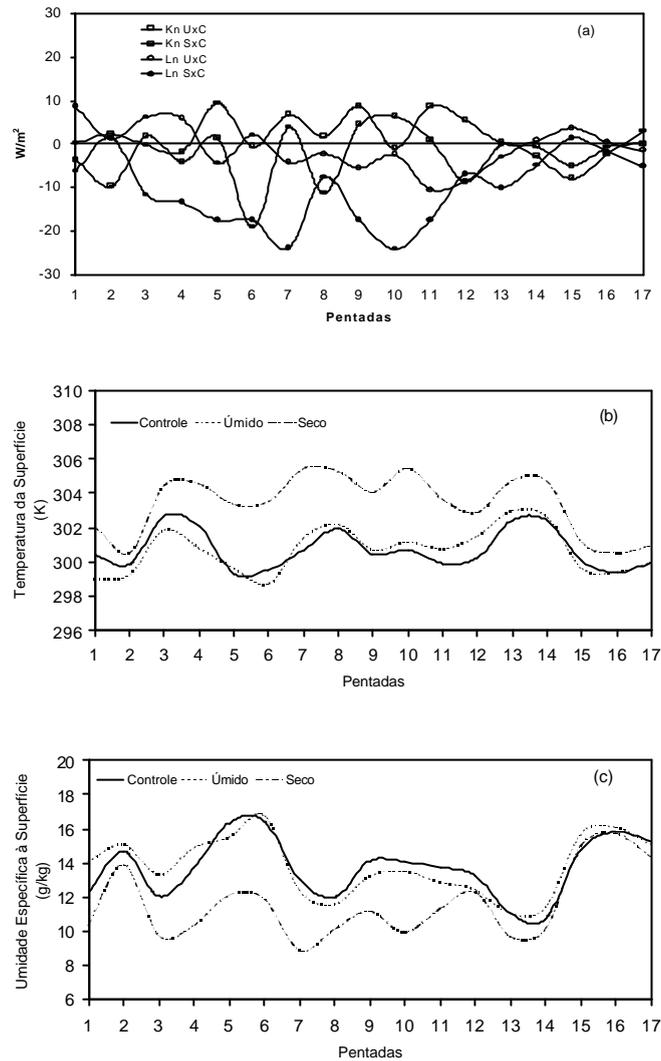


FIGURA 5.22 - Evolução temporal das variáveis: (a) saldo de radiação de ondas curtas ( $K_n$ ) e saldo de radiação de ondas longas ( $L_n$ ); (b) temperatura da superfície ( $T_s$ ); (c) umidade específica à superfície ( $q_s$ ); (d) fluxos de calor sensível ( $H$ ), latente ( $\lambda E$ ) e do solo ( $G$ ); (e) saldo de radiação à superfície ( $R_n$ ); nos experimentos úmido, controle e seco considerando uma área de savana. Unidades em  $W/m^2$ , K e g/kg.

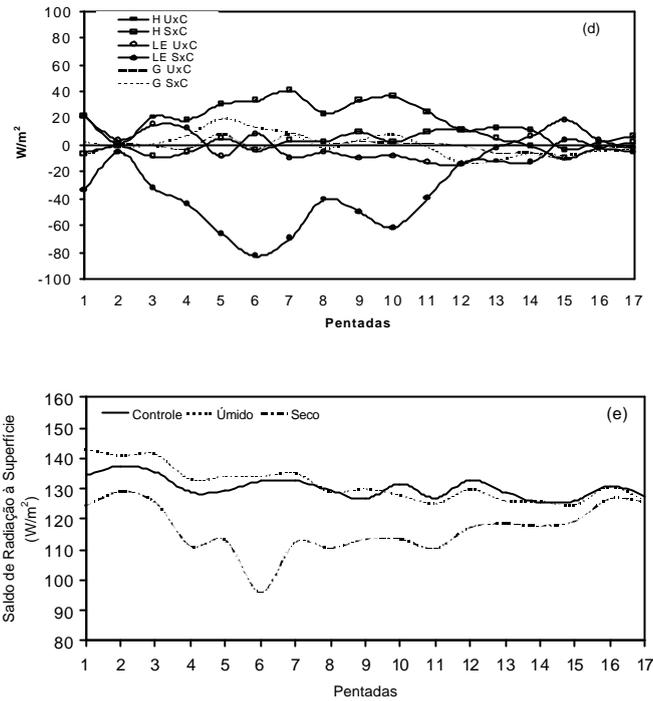


FIGURA 5.22 – (Conclusão).

As anomalias mais intensas, sendo elas positivas ou negativas, foram observadas com a ocorrência simultânea de chuvas. Nas áreas de floresta e caatinga as variações no fluxo de calor latente devido à modificação na umidade do solo foram repassadas ao fluxo de calor sensível, resultando em uma maior variação na razão de Bowen, mas com pequena variação no fluxo total de calor transferido para a atmosfera.

### 5.11 Energia Estática Úmida

O efeito local da superfície continental e a modificação da convergência de umidade determinam a estabilidade local. A estrutura da estabilidade estática é definida através da Energia Estática Úmida (EEU), que é dada por:

$$EEU = c_p T + gz + \lambda q \quad (5.1)$$

onde  $c_p$  é o calor específico a pressão constante (1005 J/kg/K),  $T$  é a temperatura (K),  $g$  é a aceleração da gravidade,  $\lambda$  o calor latente de vaporização ( $2.5 \times 10^6$  J/kg),  $q$  a umidade específica (kg/kg) e  $z$  a altura de uma superfície de pressão constante (m). O primeiro termo no lado direito da equação 5.1 representa a energia interna (EI) de uma parcela de ar, o segundo termo representa a energia potencial (EP) e o terceiro termo a energia latente (EL).

Na seção anterior verificou-se que solos úmidos estão associados com um aumento no saldo de radiação à superfície. Este saldo de radiação à superfície, de acordo com o balanço de energia na interface continente-atmosfera, deve ser balanceado pela soma dos fluxos de calor latente e sensível em escala de tempo longa, visto que o calor armazenado no solo torna-se desprezível. Assim, a radiação líquida à superfície é equivalente ao total dos fluxos de calor latente e sensível. O balanço estabelece que uma redução no saldo de radiação à superfície deve ser compensada por uma equivalente redução no fluxo total de calor. De acordo com a equação 5.1, a variação na entropia à superfície é causada principalmente pela modificação do fluxo total de calor. Portanto, a variação na entropia da CLP será determinada pela variação do saldo de radiação à superfície.

De acordo com os resultados da influência da umidade do solo no balanço de energia e radiação, verificou-se que a variação da energia disponível depende das características da superfície, e em certo grau, do conteúdo de água presente no solo, que afeta a partição desta energia entre os fluxos de calor sensível e latente. A variação destes fluxos devido a mudança na umidade do solo é transferida à atmosfera pela modificação dos campos de temperatura e umidade na CLP, de modo que a variação em EEU é determinada, em grande parte, pela modificação destas duas grandezas.

Como discutido acima, a umidade do solo tem a importante função de determinar a distribuição da EEU na CLP. Esta influência pode ser verificada na Figura 5.23a-b, que

mostra o perfil vertical da EEU obtido a partir dos resultados dos experimentos úmido e seco. Estes perfis representam a média na área sobre os setores de floresta e savana, selecionadas por serem regiões marcadas por forte atividade convectiva. A área de caatinga não é mostrada aqui, pois a análise mostrou uma pequena sensibilidade da energia disponível à convecção sobre a região. Na comparação das duas figuras nota-se uma influência tanto da umidade do solo como das características da superfície na determinação da estrutura vertical da atmosfera. Sobre a região de floresta (Figura 5.23a), o ponto de inflexão do perfil da EEU é mais elevado (cerca de 550 hPa) no caso seco, enquanto no caso úmido localiza-se em torno de 650 hPa. Na área de savana (Figura 5.23b), os pontos de inflexão são quase coincidentes em torno de 550 hPa. Esta estrutura reflete o controle fisiológico (através da transpiração) e das características físicas da vegetação, através da modificação do conteúdo de água no solo e seu impacto no balanço de energia determinando o desenvolvimento da CLP. Ou seja, o solo mais seco aumenta o fluxo de calor sensível, que por sua vez define uma energia turbulenta mais intensa. Isto, portanto, favorece o aumento da mistura turbulenta que intensifica a taxa de crescimento da CLP e, conseqüentemente, a sua profundidade.

O aumento (diminuição) da energia estática úmida abaixo de 500 hPa e acima da CLP no experimento seco (úmido) verificado em ambas regiões, sendo na floresta de forma mais intensa, contribuiu para a redução (aumento) da energia potencial disponível à convecção (CAPE). Sobre a floresta o CAPE foi reduzido em média por 163 J/kg no caso seco, contra um aumento em torno de 45 J/kg no caso úmido.

Um outro ponto destacado por Eltahir e Pal (1996) a respeito da influência da umidade do solo na estabilidade da atmosfera e sua importância para a convecção refere-se à condição necessária para que esta se inicie. E esta condição está ligada diretamente com o estado termodinâmico da atmosfera próximo à superfície. No caso de solo seco, é necessário uma maior quantidade de energia para que uma parcela de ar se eleve ao nível de convecção livre, pois a redução do conteúdo de água no solo tende a estabilizar a camada de ar próximo a

superfície e, portanto, reduz o potencial convectivo da região. Para uma condição de solo úmido o inverso tende a ocorrer.

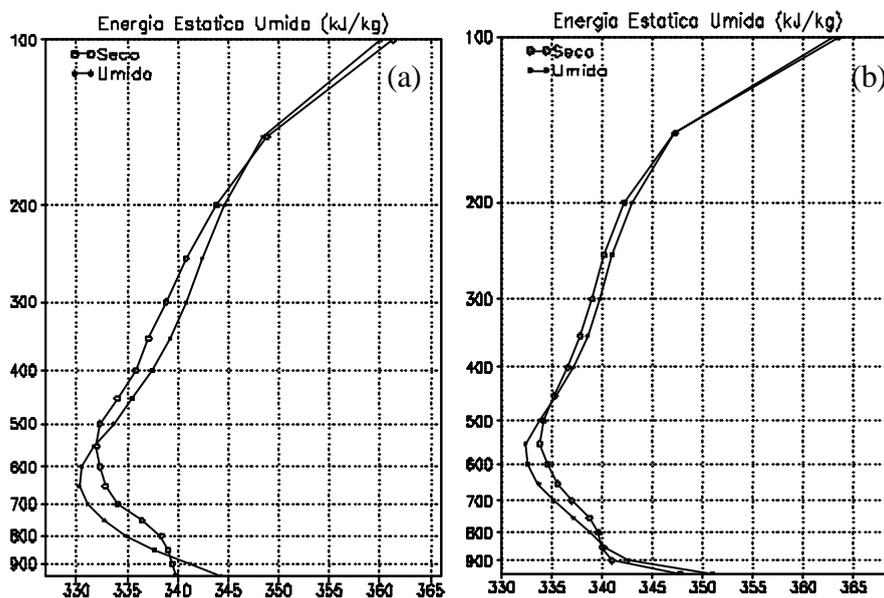


FIGURA 5.23 - Perfil médio de EEU (kJ/kg) para os experimentos seco e úmido sobre as áreas de (a) floresta e (b) savana.

Eltahir (1998) propôs um mecanismo que descreve os processos físicos resultantes da interação entre a condição hídrica do solo e a precipitação utilizando o conceito de EEU. Segundo este autor, o pequeno impacto da umidade do solo acima da CLP em relação à camada próximo à superfície tende a alterar o perfil de energia estática úmida e portanto, a estabilidade da atmosfera. Uma vez que o aumento na umidade do solo tende a aumentar a EEU da CLP, e tem pouco impacto na EEU acima da CLP, o perfil vertical de EEU torna-se instável. Em conseqüência, a convecção úmida deve ocorrer para redistribuir a EEU e restaurar a neutralidade. De acordo com Williams e Renno (1993) o aumento da EEU na CLP deve resultar no aumento da energia potencial disponível à convecção (CAPE) e, em virtude de sua estreita relação com a intensidade da convecção, a condição de solo úmido tende a aumentar a freqüência dos eventos convectivos através do aumento na instabilidade, e a sua intensidade através do aumento no CAPE. O estudo de Elthair e Pal (1996) confirmam

estas idéias utilizando as observações obtidas na Amazônia. Segundo eles, o aumento na temperatura do bulbo úmido aumentou a instabilidade convectiva, promovendo conjuntamente um aumento na frequência e intensidade destes eventos durante o verão.

O perfil de energia estática úmida também possibilita a estimativa do quanto elevada serão as nuvens associadas à convecção, através da definição do limite de convecção. Este limite corresponde ao nível máximo para que haja o desenvolvimento das nuvens, ou ainda, é definido como o limite superior da região denominada de condicionalmente estável, em que o limite inferior é o nível de convecção livre. Este nível é obtido utilizando-se o perfil de EEU e verificando, com base no seu valor à superfície, o nível em que a curva mantém-se baixo deste valor. De acordo com as Figuras 5.23a e 5.23b, as nuvens convectivas sobre a área de floresta tendem a ser mais baixas no caso seco (atingindo cerca de 280 hPa) e mais profundas no caso úmido (atingindo cerca de 215 hPa). Na região de savana, o topo das nuvens tende a ser mais alto que sobre a floresta. No caso úmido o topo deve ocorrer em torno de 140 hPa e no caso seco o limite para a convecção se apresenta em torno de 155 hPa.

### **5.12 Balanço de Umidade na Atmosfera**

Nesta seção é avaliado o comportamento do balanço de umidade atmosférico sobre as regiões definidas anteriormente (floresta, caatinga e savana), através do impacto da condição hídrica do solo na variação das componentes do balanço de umidade. As análises são baseadas nas médias mensais das integrações longas para os experimentos *controle*, *úmido* e *seco* em cada área delimitada. A estimativa do termo de divergência do fluxo de umidade atmosférico foi obtido através da integração vertical e temporal dos fluxos de umidade específica calculados pelo modelo.

### 5.12.1 *Floresta Tropical*

Observamos que no experimento controle (Figura 5.24a ) a variação da precipitação sobre a região da Amazônia segue aproximadamente a soma da convergência do fluxo horizontal de umidade integrado verticalmente com a evaporação ao longo dos três meses de integração, que apresenta pequena variação mensal. No primeiro mês o balanço de umidade indica um superávit de evaporação em relação à precipitação de 1,2 mm/dia. Este excesso pode estar associado ao fato deste ser um mês que ainda trás a influência da transição da circulação de grande escala para a estação úmida na região. De acordo com os resultados, no primeiro mês, cerca de 32% do fluxo de calor latente sobre a floresta é devido à perda por intercepção do dossel, o que equivale a 1,5 mm/dia de evaporação. No mês seguinte a resposta ao aumento do fluxo de calor latente contribuiu para a intensificação da precipitação (aumento de 1,5 mm/dia em relação ao mês anterior), mantendo-se aproximadamente estável até o final do experimento.

No caso úmido (Figura 5.24b), todos os componentes do balanço de umidade atmosférico são intensificados em relação ao caso controle exceto a convergência horizontal que não é modificada. Novamente, o excedente da evaporação em relação a precipitação é mantido, e com valor muito próximo ao do caso controle (28% da evaporação total). Ao contrário do caso controle, a taxa de evaporação no caso úmido apresenta-se inicialmente mais elevada e diminui com o tempo à medida que o solo vai secando. No caso seco (Figura 5.24c), a precipitação é bastante reduzida no primeiro mês (cerca de 83%), caindo abaixo de 1,0 mm/dia. O mesmo acontece com a evaporação que apresenta uma taxa média de 2,0 mm/dia (redução de 61%), mas ainda superior a precipitação. Nos meses seguintes, a precipitação é intensificada em relação a dezembro, mas com taxa inferior ao caso controle (em torno de 30%), que se mantém estável nos meses de janeiro e fevereiro.

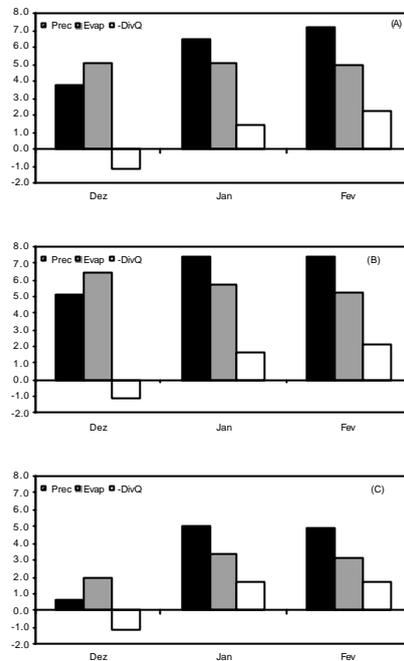


FIGURA 5.24 - Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de floresta para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. As componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente (-DivQ), em unidades de mm/dia.

Comparando os três experimentos pode-se verificar que a condição hídrica do solo tem um forte impacto nos componentes do ciclo hidrológico da atmosfera, particularmente durante o primeiro mês de simulação. O desajuste entre os fluxos à superfície (determinado principalmente pela umidade do solo) e os campos atmosféricos é crítico, pois afeta a resposta do sistema. Este efeito é normalmente denominado de “spin-up” da água do solo. Até que o balanço entre os termos não se estabeleça, o conteúdo de água do solo vai sendo utilizado para suprir a demanda atmosférica até que os termos estejam equilibrados. Como

visto na seção (5.1), quando esta condição de equilíbrio do sistema acoplado é estabelecida a umidade do solo deixa de variar. Supondo que até o terceiro mês de integração uma condição de equilíbrio tenha se estabelecido entre a umidade do solo e os fluxos à superfície, de tal forma que o efeito “spin-up” tenha sido reduzido, então parece correto afirmar que uma condição úmida (seca) suporta uma intensificação (enfraquecimento) do ciclo hidrológico, sendo a condição seca de maior impacto.

A variação da umidade do solo é reduzida (ou seja, o efeito memória do solo é mais rapidamente esquecido) em virtude da perda por interceptação do dossel contribuir para que grande fração da precipitação retorne para a atmosfera sem resistência alguma da vegetação. Desta forma, a memória associada ao reservatório do solo passa a exercer sua influência na evaporação por um período mais curto. A análise da média dos três meses de simulação indica porcentagens de contribuição da perda por interceptação na evaporação total em torno de 38%, 42% e 49% para os experimentos úmido, controle e seco, respectivamente.

Com base em dados observados, Shuttleworth (1984) estimou para a floresta Amazônica uma perda por interceptação da ordem de 25% da evaporação total. Outros estudos foram realizados com um período maior de dados durante o projeto ABRACOS, e mostram que esta perda varia de 8 a 13% (Ubarana, 1996). Comparado a estes valores nosso resultado indica que o modelo apresenta uma contribuição muito elevada de perda de água por interceptação, contribuindo para o enfraquecimento do impacto da umidade do solo no fluxo de calor latente total. Esta influência foi verificada por Scott *et al.* (1995) quando avaliou o impacto da remoção do reservatório de interceptação da vegetação na simulação do ciclo hidrológico.

#### 5.12.2 Savana

Sobre a região de savana, o caso controle (Figura 5.25a) indica que o modelo representa bem a variação mensal da precipitação, com máximo ocorrendo no mês de dezembro e diminuindo nos meses seguintes. A climatologia indica uma precipitação esperada da ordem de 10,0 mm/dia em dezembro, enquanto o modelo estimou cerca de 8,8 mm/dia. O termo de convergência de umidade segue a tendência da precipitação do período, enquanto a evaporação apresenta pequena variação com um valor médio de 3,3 mm/dia. No caso úmido (Figura 5.25b), um pequeno aumento na umidade do solo (em torno de 10%) favoreceu o pequeno aumento na evaporação de 0,4 mm/dia, contudo, a convergência de umidade mostrou-se mais sensível, com uma redução de 1,0 mm/dia em dezembro.

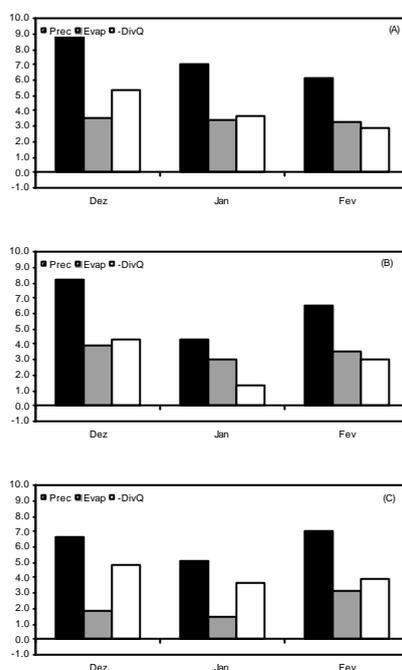


FIGURA 5.25 - Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de savana para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. As componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente (-DivQ), em unidades de mm/dia.

Esta redução da convergência de umidade aparentemente está associada com a influência das regiões vizinhas, que apresentaram maior sensibilidade ao aumento da umidade do solo, e que pode ter contribuído para a redução da precipitação, mesmo com uma maior evaporação. Esta influência pode ser melhor evidenciada em janeiro, quando se observa uma redução na precipitação (2,7 mm/dia), seguida por uma também intensa redução na convergência de umidade (2,3 mm/dia). No experimento seco (Figura 5.25c), a evaporação é reduzida em relação ao controle nos dois primeiros meses apresentando taxas de 1,5 e 1,7 mm/dia, com respectiva redução na precipitação de 2,2 e 1,9 mm/dia. Em termos de convergência de umidade as variações nos dois meses foram de redução de cerca de 0,5 e 0,1 mm/dia, respectivamente.

### 5.12.3 *Caatinga*

O caso controle (Figura 5.26a), mostra que a precipitação na região nordeste é menor que a evaporação durante o mês de dezembro, com uma correspondente divergência de umidade. Apenas nos meses seguintes a precipitação foi aumentada estabelecendo-se com valor médio em torno de 3,5 mm/dia durante o restante da simulação. No caso úmido (Figura 5.26b), o aumento da umidade do solo contribuiu para o aumento na evaporação de 0,6 mm/dia, valor este equiparável ao observado no experimento controle, e que se manteve aproximadamente inalterado nos meses seguintes. O aumento da evaporação devido a maior umidade do solo intensificou a precipitação de dezembro e praticamente inverteu a contribuição do fluxo de umidade. Já em janeiro e fevereiro a precipitação atingiu valores equiparáveis aos da evaporação. No caso seco (Figura 5.26c), ocorreu um estagnação do balanço de umidade da atmosfera durante o primeiro mês, em que todos os componentes do ciclo hidrológico são reduzidos a valores muito baixos. Nos meses seguintes se observa um aumento da precipitação com uma tendência crescente de recuperação.

Este comportamento diferenciado da região é resultado da grande fração de solo exposto, e de uma rasa camada de raízes que limita o acoplamento continental com a atmosfera em termos do fluxo de calor latente e intensifica através do fluxo de calor sensível. Nestas condições a maior parte do fluxo de calor latente total é a partir da evaporação direta do solo (cerca de 70%) alimentada pelo conteúdo de água presente nos primeiros centímetros de solo, e portanto com pequeno potencial de prover modificações acima da CLP. Neste caso, o fluxo de calor sensível dominante proverá com energia sensível a CLP, sem no entanto possibilitar maiores modificações no campo de precipitação, que não seja através da modificação da circulação.

O impacto da inicialização úmida foi o aumento da evapotranspiração, da convergência horizontal de umidade e então da precipitação sobre a região de caatinga, enquanto que o impacto da inicialização seca foi a redução da evapotranspiração, da convergência horizontal de umidade (exceto para o mês de fevereiro que apresenta valor muito próximo do controle) e, portanto, aumento da precipitação.

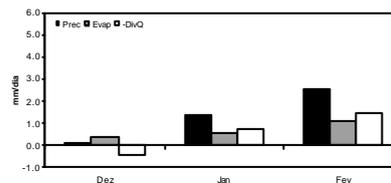
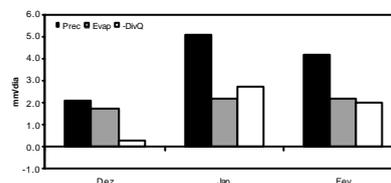
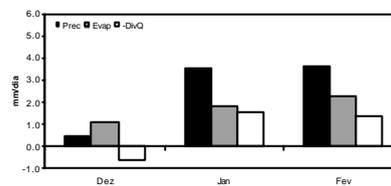


FIGURA 5.26 - Balanço de umidade atmosférico mensal sobre região de caatinga para os experimentos: (a) controle; (b) úmido; e (c) seco. Os componentes do balanço de umidade são precipitação (Prec), evaporação (Evap) e convergência de umidade integrada verticalmente (-DivQ), em unidades de mm/dia.

### 5.13 Mecanismos de Reciclagem da Umidade Atmosférica

Os mecanismos de interação hidrológica entre o continente e a atmosfera são investigados através do balanço de umidade atmosférica, o que permite estimativas aproximadas da taxa de reciclagem e de eficiência da precipitação. O balanço de umidade adotado aqui calcula o conteúdo de umidade que entra (I) e sai (O) através de seus limites laterais, e o conteúdo de água que é perdido por precipitação (P) e reincorporado pela evapotranspiração da superfície (E). Além destes, a variação interna ao domínio do conteúdo de umidade é também considerada. A equação que representa o balanço destes termos é dada por:

$$\Delta W = I - O - P + E \quad (5.2)$$

A taxa de reciclagem da precipitação (definida como  $\beta = E / (I + E)$ ) e a eficiência da precipitação (definida como  $\chi = P / (I + E)$ ) foram calculadas a partir dos diagnósticos das simulações realizadas com as diferentes condições de inicialização da umidade do solo. Fisicamente,  $\beta$  denota a fração da umidade originada a partir da evapotranspiração da superfície continental dentro de um volume de controle, e que retorna como precipitação no próprio volume de controle (Brubaker *et al.*, 1993). Da mesma forma,  $\chi$  descreve a fração de água que é incorporada ao volume de controle (seja por evapotranspiração ou por

transporte atmosférico), e que subsequente retorna como precipitação dentro do próprio domínio. A metodologia aplicada supõe que as moléculas de água em suspensão, dentro e fora do domínio, estejam bem misturadas (Schar *et al.*, 1999). Segundo Trenberth (1998), esta suposição é bem justificada no sentido vertical, desde que mais de 90% da precipitação na região de análise seja devido aos processos convectivos. No sentido horizontal, entretanto, a suposição é limitada, particularmente quando o contraste continente-oceano ou os efeitos topográficos estejam envolvidos.

Um dos objetivos do estudo do balanço de água na atmosfera é investigar a natureza do “feedback” entre a umidade do solo, a vegetação e a precipitação. Recentemente, para a região da Europa, Schar *et al.* (1999) supuseram que esta interação pode ser considerada através de dois mecanismos: um *direto* e outro *indireto*. No caso da umidade do solo, o mecanismo *direto* explica a parte da precipitação em excesso (déficit), oriunda diretamente da evapotranspiração extra (deficitária) a partir do solo úmido (seco) do próprio domínio de controle. O efeito *indireto* da umidade do solo determina a eficiência com que o vapor d’água é transportado no domínio analisado (Schär *et al.*, 1999). Com base nos resultados das simulações, busca-se identificar se existe, e qual a intensidade do “feedback” entre a umidade do solo e a precipitação através da separação entre as influências direta e indireta na variação da precipitação total. Para isso são utilizadas as definições de *taxa de reciclagem* e *eficiência da precipitação* e avaliadas para as diferentes condições de umidade do solo.

A diferença na precipitação entre o caso controle e os experimentos úmido e seco é separada em dois termos, conforme metodologia descrita em Schar *et al.* (1999), e avaliada sobre os domínios R1, R2, R3 e R4 mostrados na Figura 5.27. Desta forma, a variação da precipitação é dada por:

$$\Delta P = \chi'(\Delta E + \Delta I) + \Delta\chi(E + I) \quad (5.3)$$

onde o apóstrofe indica a variável no experimento de sensibilidade. As respectivas variações dos termos envolvidos são definidas por:

$$\Delta\chi = \chi' - \chi; \Delta E = E' - E, \text{ e } \Delta I = I' - I$$

Na expressão (5.3) o primeiro termo descreve a mudança em P devido as variações de E e I sob uma eficiência de precipitação constante, sendo assim, o *efeito direto* da variação na umidade do solo em P. O segundo termo isola a contribuição associada às variações na eficiência da precipitação e corresponde ao *impacto indireto*.

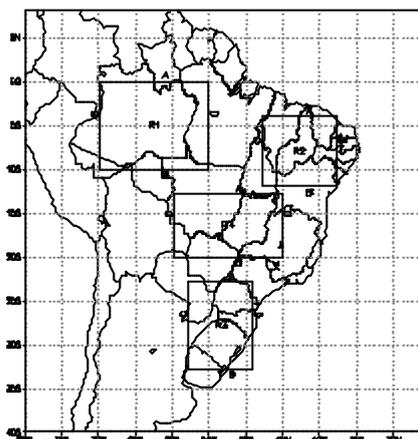


FIGURA 5.27 - Domínios de avaliação da reciclagem da precipitação (R1, R2, R3 e R4).

As reduções na condição inicial da umidade do solo, em torno de 63% para R1, 52% para R2, 50% para R3, e 63% para R4, conduziram a reduções na precipitação da ordem de 38%, 36%, 3%, e 9% para os respectivos domínios. A condição inicial de umidade do solo utilizada no caso úmido foi superior ao caso controle em 29% para R1, 54% para R2, 9% para R3 e 17% para R4. O aumento da precipitação no experimento úmido foi, em termos de percentagem, inferior ao caso seco, apresentando os seguintes percentuais de aumento: 12% para R1, 21% para R2, 3% para R3 e 7% para R4.

Na região R1, que cobre grande parte da bacia amazônica, o efeito indireto, originado de uma mudança em  $\chi$ , é responsável por cerca de 68% da variação na precipitação simulada entre o caso úmido e controle, e cerca de 91% entre o caso seco e controle, respectivamente. As estimativas de reciclagem de precipitação utilizando outras fontes de informação indicam que a reciclagem da água na Amazônia pode explicar até 50% da contribuição do vapor d'água para a precipitação da região (Matsuyama, 1992, 1997; Eltahir e Bras, 1993; Brubaker *et al.*, 1993). Matsuyama (1992) usou as análises do ECMWF para comparar a convergência do fluxo de vapor d'água atmosférico à vazão do rio na bacia Amazônica. Segundo este autor, a convergência de umidade atmosférica necessitaria ser multiplicada por 1,37 para balancear o escoamento do rio. Esse estudo conclui também que a razão entre a evapotranspiração e a precipitação é cerca de 50% sobre a bacia, concordando com as estimativas anteriores.

Eltahir e Bras (1993) enfatizam que a razão entre a evapotranspiração e a precipitação, necessariamente não reflete a reciclagem da precipitação de uma dada área, e concluem que apenas 25% à 35% de toda a chuva que cai na bacia Amazônica é gerada pela evaporação da própria bacia. Esta é uma estimativa substancialmente mais baixa do que a obtida em outros estudos. Os autores explicam a diferença, salientando que os estudos anteriores trataram a bacia Amazônica como um domínio fechado, dando pouca importância aos fluxos de vapor d'água atmosférico transportados para outras áreas. Nesta região as parcelas subtropical e de latitudes médias da América do Sul estão interligadas hidrológicamente à floresta Amazônica, através do escoamento de baixos níveis, responsável pelo transporte de umidade para estas áreas.

O efeito direto causado pelo aumento na umidade do solo no caso úmido-controle é responsável por cerca de 32% da variação na precipitação na região, enquanto a redução na umidade do solo enfraqueceu o efeito direto no caso seco-controle. A contribuição de cada um destes efeitos para as outras regiões é apresentado na Tabela 5.2.

As taxas de reciclagem local da precipitação representam um diagnóstico do regime climático predominante em cada região, e os seus valores são apenas indicações gerais da importância da interação entre a superfície continental e a atmosfera no clima regional. No caso da Amazônia nossas estimativas de reciclagem estão em concordância com os resultados de Eltahir e Bras (1993) e Brubaker *et al.* (1993).

TABELA 5.2 - Fração de reciclagem e eficiência da precipitação, e porcentagens de variação da precipitação explicada pelos efeitos direto e indireto associados às diferentes condições de umidade do solo.

							% $\Delta P$ Explicada			
	$\chi$			$\beta$			Úmido-Controle		Seco-Controle	
	Úmido	Controle	Seco	Úmido	Controle	Seco	Direto	Indireto	Direto	Indireto
R1	0,348	0,321	0,210	0,302	0,272	0,166	31,9	68,1	9,0	91,0
R2	0,293	0,236	0,154	0,139	0,117	0,057	10,7	89,3	4,8	95,2
R3	0,455	0,558	0,509	0,290	0,341	0,245	53,8	46,2	56,8	43,2
R4	0,425	0,455	0,421	0,293	0,255	0,188	0,7	99,3	17,5	82,5

A contribuição dos efeitos *direto* e *indireto* é apresentada na forma de um diagrama de barras, que mostra a influência de cada termo da equação (5.3) na variação da precipitação sobre as áreas (Figura 5.28). O setor esquerdo da figura equivale à condição seca e o setor direito a condição úmida, com as variações calculadas em relação ao experimento controle. A análise da Figura 5.28 mostra que a variação da precipitação é mais intensa na condição seca, particularmente nas áreas R1 e R2, e que o efeito indireto predomina sobre o direto. Nas

áreas R3 e R4 a variação da precipitação é aproximadamente da mesma magnitude tanto no solo seco como no solo úmido. Na região R3 o impacto na variação da precipitação é igualmente distribuído entre o efeito direto e indireto em ambas condições, enquanto na região R4 o efeito indireto domina o direto, principalmente na condição de solo úmido.

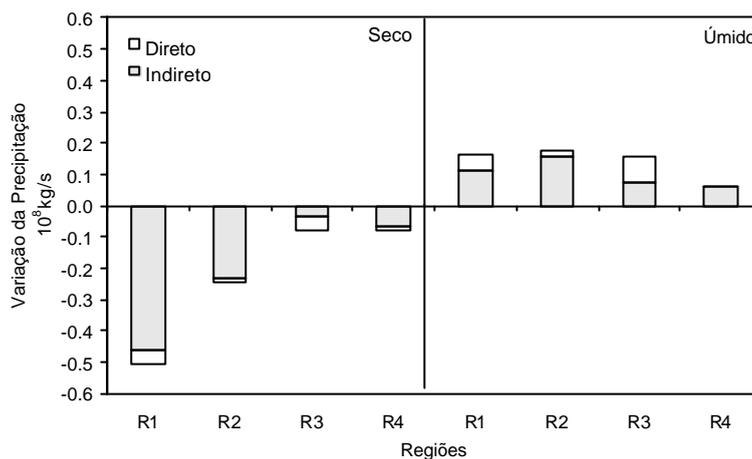


FIGURA 5.28 - Variação da precipitação associada aos experimentos seco e úmido em relação ao controle para as quatro regiões selecionadas. As barras escuras correspondem ao valor da variação de P atribuída ao efeito direto e a barra pontilhada ao efeito indireto.



## CAPÍTULO 6

### ESTUDO DE UM CASO DE ZONA DE CONVERGÊNCIA DO ATLÂNTICO SUL (ZCAS)

O padrão da circulação de verão sobre a América do Sul é definido pela presença em altos níveis da Alta da Bolívia (AB), do cavado sobre o oceano Atlântico Sul, e em baixos níveis da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e da baixa térmica do Chaco. A ZCAS é um dos mais importantes fenômenos da circulação de verão na América do Sul, e pode favorecer a ocorrência de episódios de estiagem prolongada e ou enchentes que atingem diversas regiões do Brasil, tais como o Sul (Casarim e Kousky, 1986) e o Sudeste (Calheiros e Silva Dias, 1988). Climatologicamente a ZCAS pode ser identificada nas imagens de satélite como uma banda de nebulosidade orientada na direção noroeste-sudeste, estendendo-se desde o sul da região Amazônica até a região do Atlântico Sul (Kousky, 1988), ou ainda, através do padrão de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) associado à convecção (Kodama, 1992).

As características e as condições que favorecem a formação da ZCAS foram estudadas por Kodama (1992, 1993) e Quadro (1994). Segundo estes autores, as principais características desses sistemas são a estacionaridade e a forte atividade convectiva associada com a convergência de umidade e, aliado a um forte gradiente de temperatura potencial equivalente, sobre a zona de convergência. A ZCAS varia em varias escalas de tempo, embora raramente persista por mais de 10 dias (Figuroa *et al.*, 1995). Existem vários trabalhos que procuram desvendar os mecanismos que influenciam a formação, manutenção e decaimento da ZCAS (Kalnay *et al.*, 1986; Casarin e Kousky, 1986; Kousky, 1988; Figuroa *et al.*, 1995; Lenters e Cook, 1995; Tanajura, 1996, Nogués-Paegle e Mo, 1997, entre outros). Segundo Nogués-Paegle e Mo (1997), aparentemente as influências remotas modulam o início, a duração e a localização da ZCAS, enquanto os fatores locais são determinantes para a ocorrência desse fenômeno. Alguns destes trabalhos destacam a importância da convecção tropical, através da

liberação de calor latente na região Amazônica tanto no desencadeamento como na manutenção da ZCAS (Silva Dias *et al.*, 1987). Os estudos de Kodama (1992) sugerem que a posição média da ZCAS pode ser atribuída a convecção profunda na Amazônia, enquanto Liebmann (1999) argumenta que a quase estacionalidade da ZCAS pode ser definida pela circulação de grande escala, gerada pela presença de fontes e sorvedouros de aquecimento adiabático.

O calor latente liberado na convecção profunda sobre as regiões de precipitação intensa domina o aquecimento diabático total sobre América do Sul (Silva Dias *et al.*, 1987). Conforme as estimativas de Zhou e Lau (1998), baseado na reanálise do NCEP, o aquecimento diabático é máximo na média e alta troposfera sobre o Altiplano e o sul da bacia Amazônica. O fluxo do calor sensível próximo a superfície constitui uma fonte de calor adicional que, ao contrário do aquecimento latente, domina a baixa troposfera. A interação entre estas duas fontes de calor e a circulação troposférica é essencial na modulação da circulação da América do Sul. Esta interação entre as fontes de calor sensível (Altiplano) e latente (Amazônia) e a circulação atmosférica em baixos níveis tem sido menos explorada.

A circulação de baixos níveis durante o verão da América do Sul é caracterizada por um escoamento de leste a partir do oceano Atlântico tropical, estendendo-se sobre a parte norte da bacia Amazônica, e então se dividindo em duas componentes nas proximidades dos Andes que age como uma barreira ao escoamento. Uma dessas componentes continua seu fluxo de leste sobre o Pacífico tropical. A outra componente curva-se para sudeste, e escoar ao longo da face leste dos Andes gerando um escoamento de norte que apresenta seu máximo próximo ao platô boliviano (18°S e 62°W). Este máximo de velocidade se concentra na baixa troposfera (cerca de 950 a 800 hPa) reduzindo sua intensidade nos níveis acima e abrange a região entre 65 e 55°W. Dependendo de sua intensidade, este escoamento pode ser referido como Jato de Baixos Níveis (JBN). Nogueira-Paegle e Mo (1997) descrevem a estreita relação entre a intensidade da ZCAS e o JBN, atribuída principalmente à modulação dos processos de precipitação, através do transporte de umidade da região tropical para os subtropicais.

Diante destas considerações este trabalho procura investigar o impacto de uma anomalia na umidade do solo na circulação de verão da América do Sul, particularmente durante um evento de ZCAS. Considerando que existe uma forte dependência entre a convecção na região amazônica e ZCAS (Silva Dias *et al.*, 1987), então devemos esperar que uma modificação no “combustível” destes processos deverá se manifestar também na caracterização deste sistema. Deve-se lembrar que a investida é puramente através da avaliação do impacto dos fatores locais, definidos através da interação da superfície continental com a atmosfera, enquanto os efeitos remotos são mantidos inalterados.

### **6.1 Análise Sinótica**

De acordo com o Climanálise (1997) o mês de janeiro de 1997 foi marcado por fortes chuvas e ventos intensos cobrindo a região Sudeste (setor sul do estado de Minas Gerais), e os estados do Paraná e Santa Catarina. O principal sistema causador dessas fortes chuvas foi a ZCAS com a ocorrência de dois destes episódios no mês. Neste trabalho, é dado enfoque ao caso ocorrido no período de 18 a 28 de janeiro.

O campo médio do escoamento em altos níveis das análises (Figura 6.1) mostra a AB posicionada em torno de 18°S e 67°W e alongada com inclinação aproximadamente paralela à banda de nebulosidade. Na mesma figura, o campo de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE) (hachuriado) mostra a configuração da convecção durante o período deste caso de ZCAS, com valores mínimos ocorrendo na região da zona de convergência.

A presença da forte atividade convectiva pode ser reforçada pela análise das imagens do infravermelho do satélite GOES-8 as 17:45 UTC (Figura 6.2) para o período considerado. De acordo com as imagens, pode ser observada a variação da nebulosidade sobre as regiões Central, Sudeste, e Nordeste do Brasil. No dia 18 de janeiro verifica-se um sistema frontal já enfraquecido sobre o Atlântico tropical, e a penetração de uma outra frente fria na região Sul, que passa a interagir com a convecção na região Central

e Sudeste. A ZCIT e a intensa convecção sobre o setor leste da Amazônia são também observadas.

Esse sistema frontal avançou até o setor norte da região Sul onde permaneceu quase estacionário, intensificando ainda mais a convecção nas regiões vizinhas. Deslocou-se lentamente sobre o continente nos dias seguintes, desfazendo-se no final de janeiro. Sobre o setor nordeste da Argentina e sul do Brasil observa-se nas imagens a ausência de nebulosidade característico do período de ZCAS.

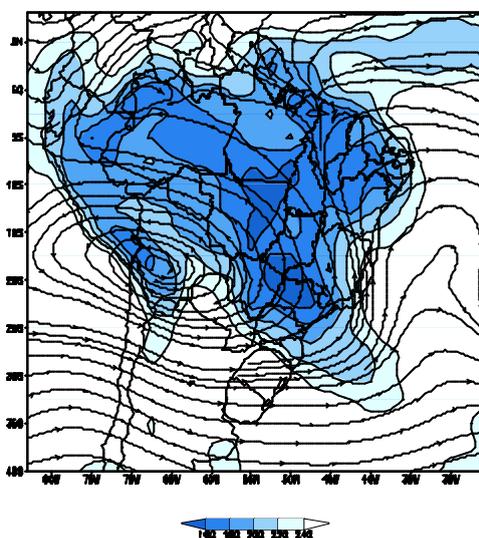


FIGURA 6.1 - Campos médios da circulação em altos níveis (200 hPa – linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - hachuriado) para o período de ZCAS (análise)

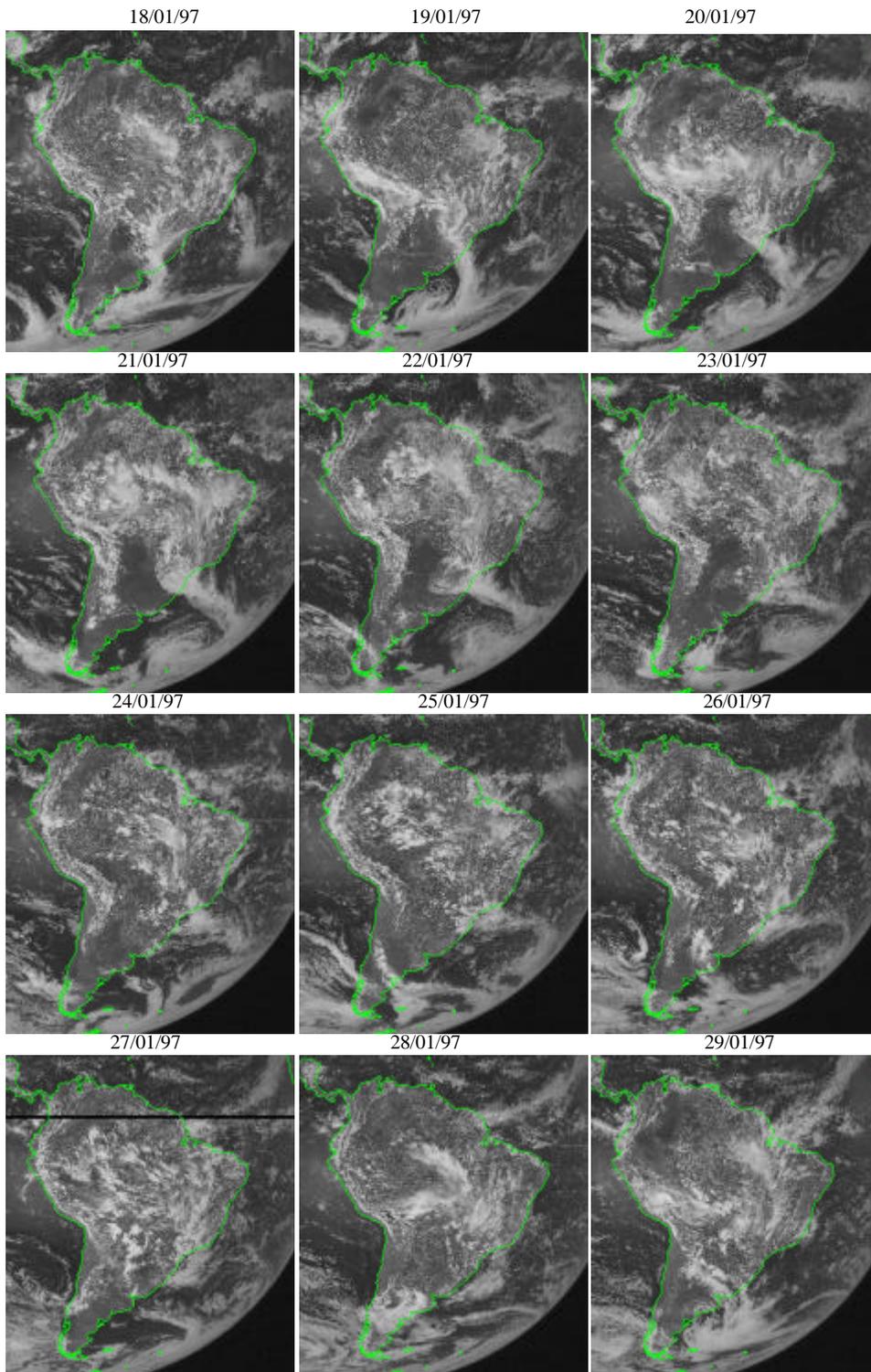


FIGURA 6.2 - Sequência de imagens do infravermelho do satélite GOES-8 às 17:45 UTC durante a ocorrência deste caso de ZCAS (18 a 29 de janeiro de 1997).

Na Figura 6.3 são mostrados os campos médios do escoamento em 200 hPa e ROLE para o experimento controle. A comparação entre as Figuras 6.1 e 6.3 possibilita a avaliação do desempenho do modelo Eta-SSiB, em relação às análises que lhe serviram de condição de fronteira lateral. Pode-se verificar que no experimento controle a AB está deslocada mais para o leste dos Andes, apresentado uma inclinação menor e uma assimetria em relação a análise. Esta assimetria estar associada à presença de um cavado secundário em altos níveis na retaguarda da zona de convergência. O escoamento no setor norte da América do Sul é também bastante distinto, em que a abrupta curvatura sobre a Amazônia observada na análise está mais suavizada no caso controle e com uma configuração meridional. A crista sobre a Argentina é também intensificada na simulação. Esta característica distinta da circulação de ar superior contribui para a intensificação e o deslocamento para leste do cavado sobre o Atlântico tropical. Em consequência, a banda de nebulosidade associada a ZCAS, representada aqui pela ROLE, é também deslocada. Apesar do modelo representar a posição da atividade convectiva em relação a circulação que a define, ele tende a superestimar a ROLE em todo o domínio.

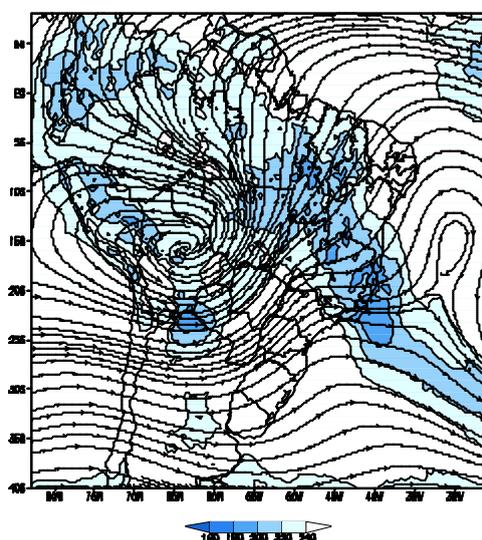


FIGURA 6.3 - Campo médio da circulação em altos níveis (200 hPa – linha de corrente) e Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE - hachuriado) para o período de ZCAS. (experimento controle).

De acordo com os resultados do experimento controle, verifica-se que o modelo conseguiu representar de forma aproximada o padrão da circulação de verão da América do Sul, embora seja de forma menos intensa. As Figuras 6.4a e 6.4b, obtidas de Vera (2001), representam as características típicas da circulação atmosférica geradas pela composição de períodos intensos (Figura 6.4a) e fracos (Figura 6.4b) de ZCAS. Para obter estes padrões, Vera utilizou a composição dos campos de ROLE e ventos da reanálise nos eventos intensos e fracos de ZCAS. Comparando a Figura 6.4b com a do experimento controle (Figura 6.3) verifica-se uma certa semelhança dos padrões de larga escala, e uma banda de convecção menos intensa, mostrando que o caso em estudo se enquadra entre um caso moderado e um intenso. A escolha do evento em questão foi proposital para que houvesse condições possíveis de intensificação ou enfraquecimento do efeito da variação da condição inicial de umidade do solo.

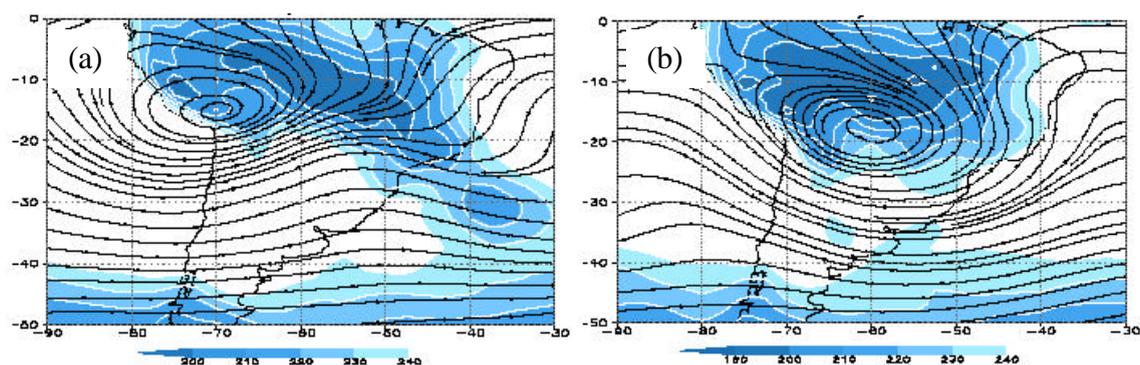


FIGURA 6.4 - Composição do campo de circulação em 200 hPa (contorno) e ROLE (hachuriado) para (a) períodos de ZCAS intensa e (b) fraca.

FONTE: adaptada de Vera (2001).

O campo de umidade específica (hachuriado) sobreposto ao campo de altura geopotencial (isolinhas) simulados pelo modelo Eta-SSiB, ambos em 500 hPa, é mostrado na Figura 6.5. Pode-se observar a presença do cavado semi-estacionário a leste dos Andes e a faixa de umidade específica orientada na direção noroeste-sudeste associados a ZCAS. A área de máxima concentração de umidade próxima aos Andes é devido aos efeitos topográficos que favorecem a ocorrência de precipitação a sotavento

da montanha. Os máximos valores de umidade são observados na região Central, parte do Nordeste, e Sudeste do Brasil se estendendo até o oceano Atlântico Sul.

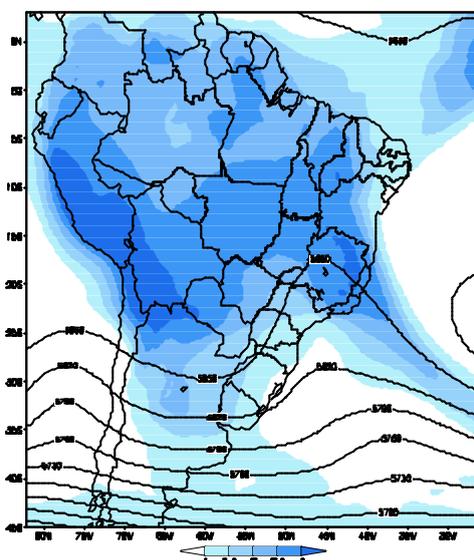


FIGURA 6.5 - Campos médios de altura geopotencial (isolinhas) e umidade específica (hachuriado) em 500 hPa para a simulação de controle.

## 6.2 Sensibilidade à Condição Hídrica do Solo

### 6.2.1 Inicialização da Umidade do Solo

A inicialização da umidade do solo neste experimento foi semelhante a adotada no conjunto de experimentos - II, descrita no capítulo 3, prescrevendo o solo no caso seco em condições de ponto de murcha permanente ( $\theta_{pm}$ ) e, no caso úmido, na capacidade de campo ( $\theta_{cc}$ ).

### 6.2.2 Escoamento Meridional

A Figura 6.6a-c foi obtida a partir de uma seção latitudinal centrada em 15°S, e representa a intensidade da componente meridional do vento para os casos controle, úmido e seco, respectivamente. No caso controle (Figura 6.6a) se observa a

configuração do escoamento meridional associado a Alta da Bolívia em torno de 300 hPa, a oeste e a leste dos Andes, sendo a componente de sul mais intensa (cerca de 8 m/s). É verificada também nesta figura a componente da circulação de sul em torno de 500 hPa, entre 50 e 45° W, associada ao cavado semi-permanente e característico do período de ZCAS. Em níveis mais baixos, nota-se a presença do escoamento de norte, responsável pelo transporte de umidade da Amazônia para a porção sul da América do Sul, forçado pelos Andes e estendendo-se desde a superfície até 700 hPa, e associado ao jato de baixos níveis. Na região leste do continente, o ramo de norte associado à circulação da alta subtropical do Atlântico completa a estrutura zonal da circulação de verão sobre a América do Sul durante este período de ZCAS.

No caso úmido (Figura 6.6b) o escoamento na região do jato de baixos níveis é enfraquecido em virtude do desvio do fluxo da região Amazônica para a região da zona de convergência, como observado por Nogueira-Paegle e Mo (1997). Como será mostrado no item 6.4.5, em altos níveis o padrão da circulação da AB é parecido com o do caso controle, um pouco mais abaixo o centro do escoamento aparece fechado e mais próximo da superfície, mas com valor inferior. No caso seco (Figura 6.6c), verifica-se uma intensificação do escoamento de baixos níveis a leste dos Andes e um enfraquecimento de até 2 m/s da circulação de sul ao longo de toda a coluna atmosférica na região de 58 a 50°W, enquanto o ramo de norte é fortalecido nos níveis abaixo de 800 hPa. Comparando-se os casos úmido e seco, verifica-se que a circulação de norte associada a alta do Atlântico tende a se alongar mais sobre o continente no experimento seco, enquanto no úmido se expande na direção vertical.

### 6.2.3 *Escoamento Zonal*

A Figura 6.7a-c, obtida a partir de uma seção transversal longitudinal centrada em 60°W, representa o escoamento zonal para os casos controle, úmido e seco. Notadamente no caso controle (Figura 6.7a), observa-se o jato subtropical de oeste em altos níveis com centro em 200 hPa em torno de 30° S, estendendo-se até cerca de 700 hPa. Na mesma figura, sobre a região de 8 a 20° S, o vento máximo nos baixos níveis

representa a componente de oeste associada ao escoamento oriundo da Amazônia, e que contribui para o fornecimento de umidade na região da ZCAS. O caso úmido (Figura 6.7b), mostra uma intensificação da componente de oeste do escoamento de baixos níveis dirigidos para a região da ZCAS, e o respectivo enfraquecimento da componente de leste. A variação na velocidade do vento zonal chega a cerca de 2 m/s para ambas componentes do escoamento (leste e oeste). Em relação ao caso seco (Figura 6.7c), o escoamento de oeste em baixos níveis é enfraquecido desde a superfície até cerca de 600 hPa na região da zona de convergência. A redução do fluxo de oeste, podendo chegar até cerca de 3 m/s, é seguida por uma ampliação das áreas com escoamento de leste dirigido para o continente.

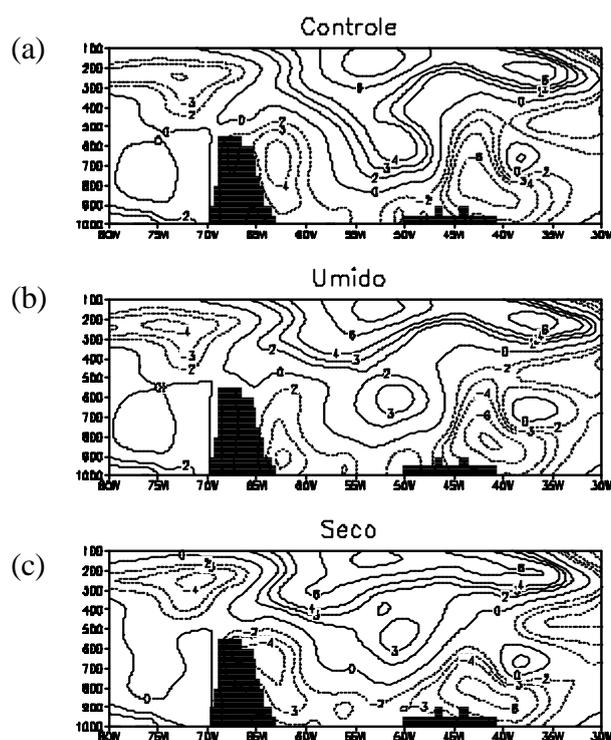


FIGURA 6.6 - Seção latitudinal do vento meridional médio centrado em 15 °S, para os casos (a) controle, (b) úmido e (c) seco. Unidades em m/s. A área hachuriada indica a topografia.

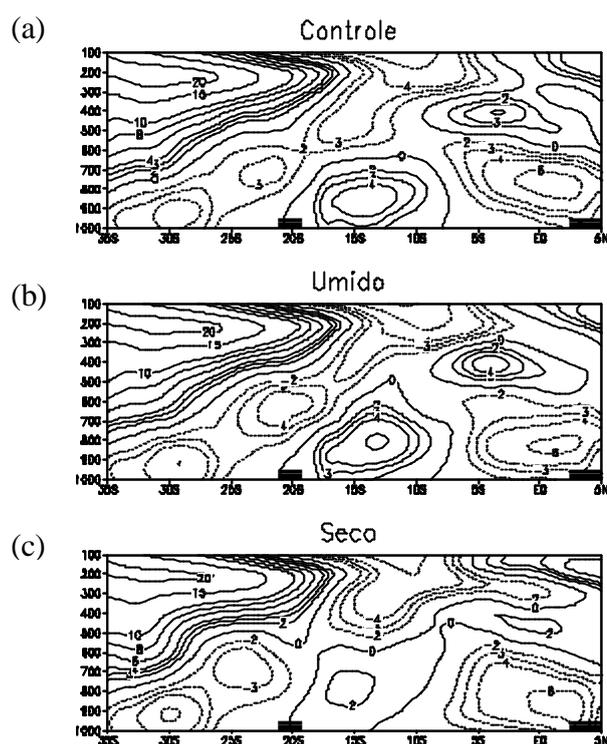


FIGURA 6.7 - Seção longitudinal do vento zonal médio centrado em 60° W para os casos (a) controle, (b) úmido e (c) seco. Unidades em m/s. A área hachuriada indica a topografia.

#### 6.2.4 Campos de Vento e Divergência Horizontal em Baixos Níveis

Nas Figuras 6.8a-c são apresentados os campos médios de vento horizontal (vetor) e divergência (hachuriado) em 900 hPa, para os experimentos controle, úmido e seco, respectivamente. No caso controle (Figura 6.8a) observa-se em baixos níveis uma intensa convergência do vento sobre toda a costa leste brasileira, associada ao contraste térmico continente-oceano. Sobre o setor oeste e sul da bacia Amazônica a disponibilidade de umidade, devido a intensa evaporação gerada pela floresta, o padrão divergente do vento favorece o transporte desta umidade para as regiões Central e Sudeste do Brasil, caracterizando o regime de ZCAS. No oceano Atlântico junto à costa Norte e Nordeste do Brasil se observa um padrão divergente bastante intenso.

No caso úmido (Figura 6.8b), embora a redução da temperatura da superfície tenha favorecido um pequeno aumento da pressão à superfície, o efeito do atrito e a redução do contraste úmido-seco entre o setor oeste-sul da Amazônia e o setor norte da América do Sul, devido ao aumento da umidade, contribuiu para a maior penetração continental do escoamento do ar úmido vindo do oceano Atlântico. Com isso, no interior do continente a convergência de massa é intensificada enquanto na costa tende a ser reduzida, intensificando o transporte de umidade do oceano em direção a Amazônia. Na região Central do Brasil as áreas de convergência são também fortalecidas em virtude da intensificação do escoamento dirigido para a região da ZCAS. Em consequência, a circulação anti-ciclônica apresenta-se mais intensa sobre a Amazônia favorecendo ainda mais o transporte de umidade do trópico para o sub-trópico. O vento máximo de baixos níveis a jusante dos Andes, responsável por conduzir o ar tropical quente e úmido da região do Oceano Atlântico e da Amazônia para o sub-trópico, é também intensificado.

No caso seco (Figura 6.8c), o máximo do escoamento de noroeste sobre a Bolívia é enfraquecido, tornando-se mais de norte, contornando os Andes. Desta forma, o suprimento de umidade da Amazônia para a região da ZCAS é interrompido, passando a abastecer a convecção de latitudes médias da América do Sul (Nogues-Paegle e Mo, 1997).

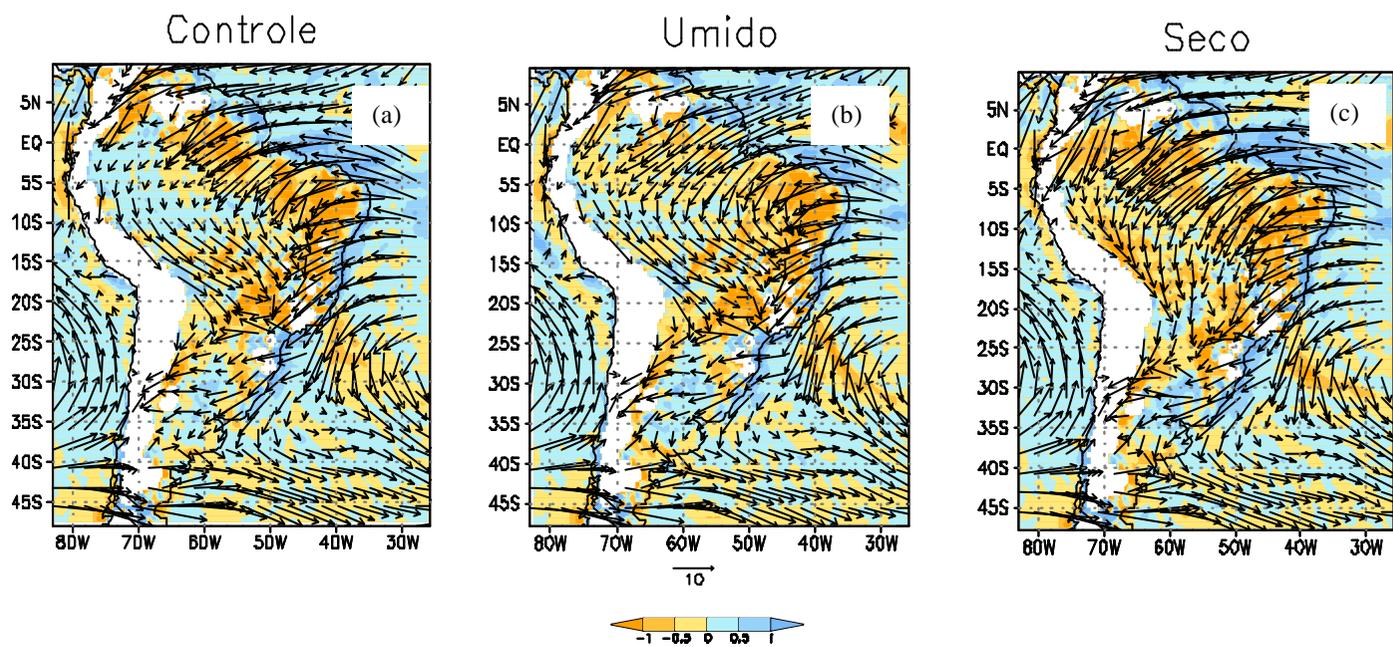


FIGURA 6.8 - Campos médios de vento horizontal (vetor) e divergência (hachuriado) em 900 hPa para os casos (a) controle, (b) úmido, e (c) seco.

### 6.2.5 Balanço Regional de Umidade na Atmosfera

Para investigar a importância do transporte de umidade no balanço de água atmosférico regional em diferentes direções, foi calculado o transporte de umidade atravessando os contornos laterais de várias regiões da América do Sul. O impacto da condição hídrica do solo no transporte de umidade entre as diferentes áreas é também avaliado. Estas regiões são apresentadas na Figura 6.9. A discriminação em níveis de integração dos fluxos de umidade foi realizada com base na análise da intensidade do impacto da condição hídrica da superfície (solo seco ou úmido) e seu alcance vertical. De acordo com os resultados, foram definidas três camadas atmosféricas para integração: 1000 a 700 hPa, 700 a 500 hPa e 500 a 100 hPa. O propósito aqui é avaliar as regiões que podem funcionar como fonte ou sumidouro de umidade e sua interligação com o balanço de umidade de outras regiões mediante a modificação na umidade do solo. As faces A (norte), B (sul), C (oeste) e D (leste) se referem às seções verticais onde as componentes dos fluxos de umidade (zonal e meridional) foram integradas verticalmente. A Tabela 6.1 apresenta os saldos dos fluxos de umidade integrados nas camadas definidas anteriormente, e também para a toda coluna atmosférica.

A Figura 6.9a-c mostra os fluxos de umidade integrados verticalmente de 1000 a 100 hPa para os três casos experimentados: controle, úmido e seco. Valores negativos indicam convergência e positivos divergência do fluxo de umidade. As setas representam a intensidade dos fluxos integrados, atravessando os limites laterais de cada um dos setores. Os setores R1 e R2 são caracterizados por um forte fluxo de umidade vindo do oceano Atlântico tropical e dirigido para oeste, que funciona como fonte de umidade para a região da Amazônia e Nordeste. No caso seco (Figura 6.9c), em função da intensificação da convergência do vento sobre a Amazônia, o fluxo de umidade nas faces leste e norte é repassado para a face sul e oeste do setor R1, aumentando a contribuição no transporte zonal de umidade para a região da ZCAS (veja setor R4 face leste). O saldo de umidade que fica na região é maior no caso seco que no úmido, devido ao maior transporte de umidade na face leste.

Sobre o setor R2, os fluxos seguem o mesmo comportamento que em R1, em virtude da forte advecção de umidade do oceano adjacente. Com a diferença de que no caso seco o aumento do fluxo de umidade diretamente do litoral norte e leste da América do Sul contribui para que parte do fluxo de umidade advectada na face leste de R2 seja dirigida para o setor R1, reduzindo o transporte para a zona de convergência. Tendo em vista que este fluxo de umidade não é totalmente repassado para as áreas vizinhas, o saldo de umidade na região é aumentado. No setor R3, o ganho de umidade é exclusivamente pela face leste, enquanto as perdas são igualmente distribuídas nas outras direções. As variações nos fluxos de umidade em função do aumento ou redução da umidade do solo são pequenas, mas indicando tendência de redução da convergência de umidade no caso úmido, e aumento no caso seco. As faces mais continentais dos setores R4 e R5 são mais sensíveis à variação da umidade do solo por estarem próximas as áreas de influências dos setores R1 e R2.

O transporte de umidade na direção norte-sul no setor R5 mostra pequena variação e tende a se balancear. Por outro lado, a tendência de aprofundamento continental da circulação da alta do Atlântico com o secamento do solo (como observado na seção anterior), favorece o aumento do fluxo de umidade na face leste do setor R5. Apesar deste aumento, os fluxos de umidade dirigidos para as faces norte e sul não sofrem alteração, e isto se deve a compensação pela redução do fluxo de umidade na face oeste. No setor R4 as variações são mais intensas por ser esta uma região onde ocorrem os máximos do escoamento de baixos níveis trazendo umidade da Amazônia. Os ganhos de umidade ocorrem pelas faces norte e oeste e as perdas pelas faces sul e leste. No caso úmido os ganhos são particionados igualmente entre as faces norte e oeste, e as perdas entre as faces sul e leste. No caso seco, o intenso fluxo de umidade vindo da Amazônia pela face oeste e o enfraquecimento do transporte zonal de umidade pela face leste fortalece o fluxo através da face sul.

TABELA 6.1 - Saldo do fluxo de umidade integrado verticalmente por camada e total, para as áreas R1, R2, R3, R4 e R5, em unidades de  $10^8$  kg/s.

Região	Camadas	Úmido	Controle	Seco
R1	1000-700	-0.09	-0.44	-0.94
	700-500	-0,16	-0,04	0,28
	500-100	-0,05	-0,06	-0,04
	1000-100	-0.30	-0.54	-0.70
R2	1000-700	-1.18	-0.98	-0.49
	700-500	0,18	0,19	0,21
	500-100	0,05	0,03	0,01
	1000-100	-0.95	-0.76	-0.27
R3	1000-700	-0.12	-0.26	-0.37
	700-500	0,05	0,01	0,13
	500-100	-0,05	-0,05	-0,02
	1000-100	-0.13	-0.31	-0.26
R4	1000-700	-0.81	-0.78	-0.89
	700-500	-0,08	-0,06	-0,06
	500-100	0,05	0,05	0,06
	1000-100	-0.84	-0.78	-0.89
R5	1000-700	-1.21	-1.13	-0.96
	700-500	-0,04	-0,09	-0,07
	500-100	0,01	0,01	0,02
	1000-100	-1.24	-1.21	-1.02

Em resumo, na região R1 a convergência de umidade é intensificada no experimento seco em até 2 vezes o valor de controle. Este aumento na convergência de umidade de baixos níveis no caso seco promove a substituição da convergência do fluxo de umidade na média troposfera por um padrão divergente, o que não se observa no caso úmido. Nos níveis acima de 500hPa o fluxo de umidade é pequeno e não apresenta grande sensibilidade em todos os setores. No setor R2 o comportamento é inverso, com uma redução da convergência no caso seco e intensificação no caso úmido. Na região central da América do Sul, a influência das regiões tropicais no fluxo de umidade entre as diferentes condições de umidade do solo apresenta uma característica de intensificação da ZCAS no caso úmido, aumentado o fluxo de umidade dirigido para esta, enquanto no caso seco esta “ponte” de umidade é praticamente desfeita reduzindo a convecção nas áreas vizinhas.

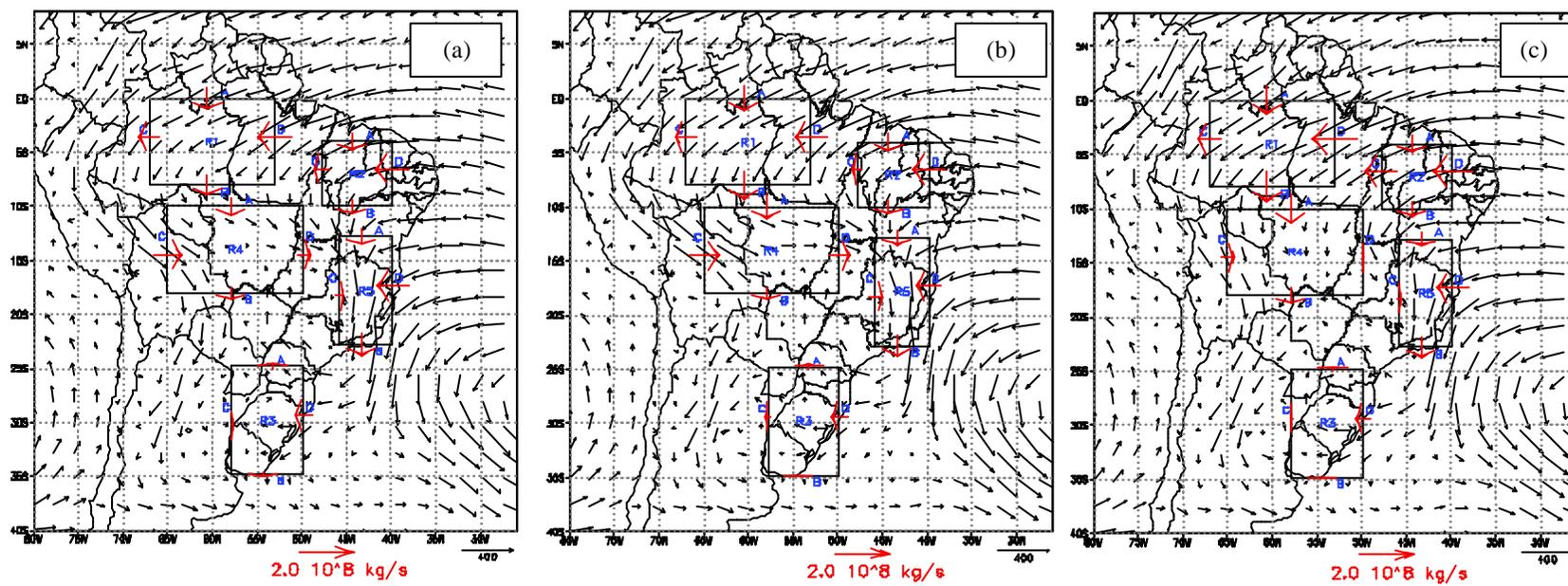


FIGURA 6.9 - Fluxos de umidade integrados verticalmente de 1000 a 100hPa para os casos: a) controle, b) úmido e c) seco. As setas indicam o fluxo integrado atravessando as faces A (norte), B (sul), C (oeste) e D (leste) de cada setor: R1, R2, R3, R4 e R5. Em unidade de  $10^8 \text{ kg/s}$ .

A Figura 6.10a-b apresenta as características do fluxo de umidade sobre as regiões da América do Sul resultante da análise deste caso de ZCAS, para o experimento úmido (Figura 6.10a) e seco (Figura 6.10b).

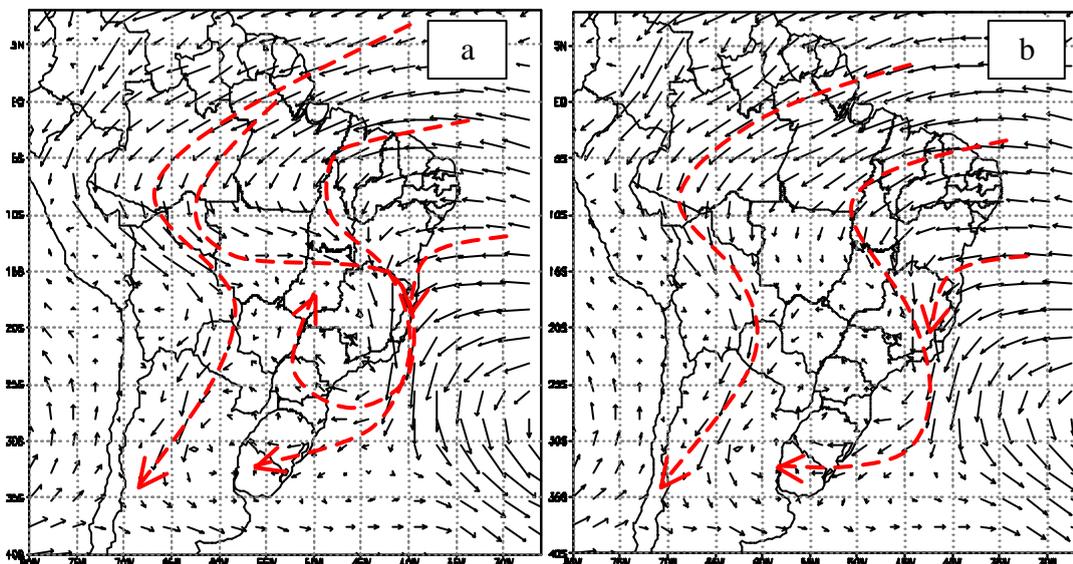


Figura 6.10: Características dos fluxos de umidade integrados verticalmente para as diferentes condições de umidade do solo para este caso de ZCAS. a) úmido e b) seco.

#### 6.2.6 Análise dos Campos de Precipitação

A destreza do modelo na previsão da precipitação em relação a observação é verificada. São apresentados na Figura 6.11a-b os campos médios de chuva observada e simulada pelo modelo para o período de ocorrência de ZCAS. A área de máxima precipitação é simulada mais intensa e deslocada para norte em relação às observações. Em termos de intensidade, o modelo tende a superestimar a precipitação sobre a ZCAS e subestimar sobre a Amazônia. Já nos setores leste do Nordeste, Sul do Brasil e extremo norte o modelo não apresenta precipitação.

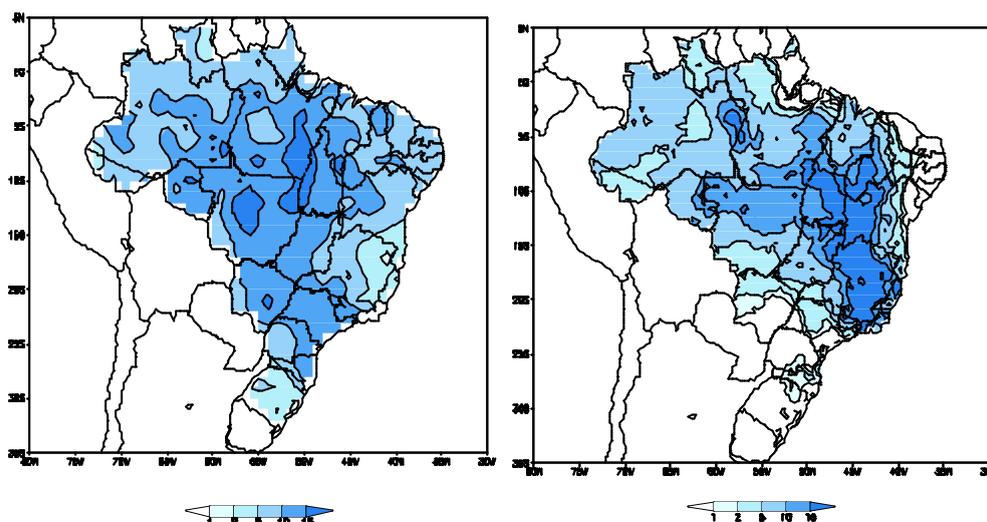


FIGURA 6.11 - Campos médios de precipitação do período de ZCAS. a) observado e b) simulado (controle).

Os campos de precipitação resultantes dos experimentos úmido e seco são apresentados na Figura 6.12a-b. A precipitação no caso úmido (Figura 6.12a) foi intensificada sobre grande parte da região Sudeste, Nordeste e centro do Brasil, seguindo o aumento da convergência do fluxo de umidade.

A Figura 6.12b mostra a precipitação obtida no experimento seco. A redução da precipitação é observada em quase toda a região continental do Brasil, sendo esta diminuição de maior intensidade na parte norte. A única exceção é a região da zona de convergência que mantém a sua taxa média de chuva comparada as outras regiões. A localização da banda de chuva intensa praticamente não se altera, embora haja uma tendência de modificação da inclinação mais para oeste.

Na região sul do Brasil, e na fronteira com o Paraguai e a Argentina o padrão de escassez de chuva, observado nos experimentos úmido e de controle tende a ser substituído por um padrão chuvoso no caso seco. Este aumento da precipitação pode ser resultado do maior transporte de umidade para a região devido ao enfraquecimento da componente zonal do fluxo de umidade associada a alta do Atlântico e ao escoamento

de baixos níveis. Este fluxo de umidade adicional contribuiu para o aumento da precipitação no setor.

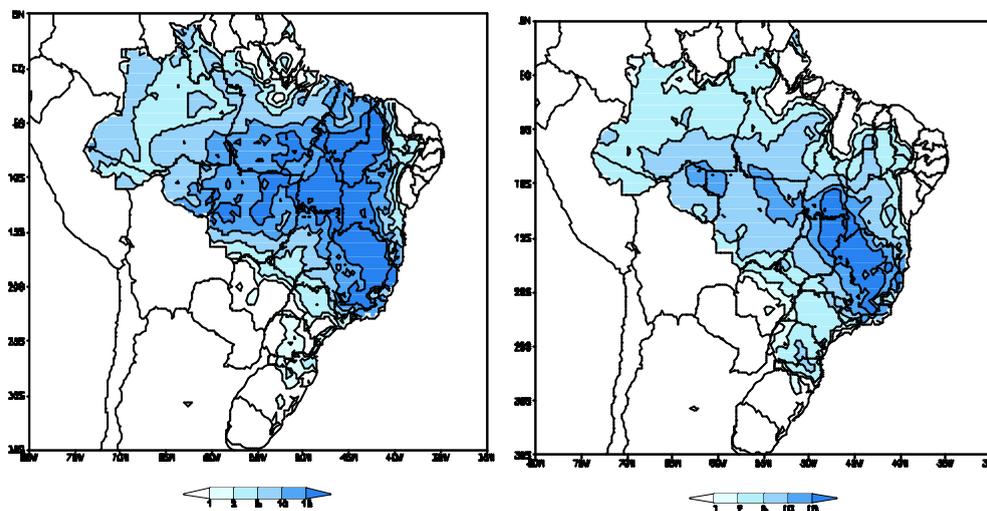


FIGURA 6.12 - Campos médios de precipitação do período de ZCAS. a) caso úmido; e b) caso seco.

Em resumo, o modelo apresenta um viés seco no setor leste do Nordeste e litoral norte da América do Sul em qualquer das simulações, seca ou úmida. Em todas as simulações a precipitação intensa sobre a região sudeste associada à ZCAS é representada pelo modelo em termos de intensidade, apesar de deslocada mais para o norte em relação as observações. O aumento da umidade do solo contribui para a redução do erro sistemático sobre o setor norte da América do Sul. Isto mostra que a climatologia de água no solo neste setor é uma fonte de erro sistemático na precipitação, que tende a ser reduzida com a consideração de um maior conteúdo de água no solo.

### 6.2.7 Energia Estática Úmida

Os resultados apresentados aqui foram obtidos a partir de uma seção transversal inclinada leste-oeste (Figura 6.13), e mostram a variação vertical das componentes da equação da energia estática úmida (EI, EL e EP) avaliadas para a região da ZCAS, no intuito de apresentar a mudança de estabilidade atmosférica em função da modificação do conteúdo de água no solo. As diferenças em cada componente e na energia total são

obtidas dos experimentos seco e úmido em relação ao controle. Em virtude das pequenas diferenças nas condições iniciais de água no solo usadas no caso úmido e de controle, o impacto na atmosfera é de menor magnitude quando comparado ao do caso seco.

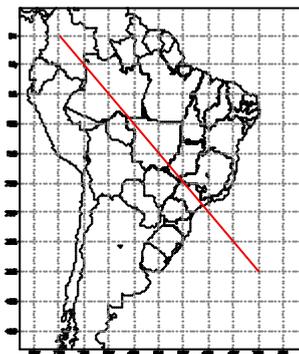


FIGURA 6.13 - Corte mostrando seção transversal onde foram obtidos os perfis da componentes da energia estática úmida.

A Figura 6.14a-1 mostra os perfis verticais de EI, EL, EP e EEU para o caso controle e suas respectivas diferenças em relação aos casos seco e úmido. A Figura 6.14b mostra que IE, em geral, aumenta no caso seco relativo ao controle (Figura 6.14a), particularmente em baixos níveis. Este comportamento é consistente com o aumento do fluxo de calor sensível resultante da redução da umidade do solo. A diminuição de IE com a altura é menor no caso seco que no controle, indicando que ocorre um aumento da estabilidade do campo de temperatura.

A Figura 6.14e mostra a variação de EL com a altura, para o caso seco, em relação ao controle (Figura 6.14d). A diminuição de EL em baixos níveis é dominante sobre o continente, com máximo em torno de 900 hPa sobre a região da Amazônia, mostrando a forte influencia da vegetação nos processos convectivos através do controle na evaporação. Desta forma, a geração de convecção por instabilidade sobre o continente é intensamente reduzida abaixo de 800 hPa. O mecanismo para o secamento da camada limite planetária é justamente a redução da evaporação.

A energia potencial (EP) do caso controle e a diferença entre os casos seco e úmido são mostradas nas Figuras 6.14g-i. Nota-se que as diferenças entre os casos seco e controle, e úmido e controle, são cerca de uma ordem de magnitude menor para EP que para EI e EL, de modo que há um menor envolvimento de EP na determinação da estabilidade estática. Finalmente, as Figuras 6.14j-l mostram a estrutura vertical da energia estática úmida total para o caso controle, e as respectivas diferenças em relação aos casos seco e úmido. A estrutura vertical de EEU, sobre o continente, é dominada pelas variações de EL nos níveis acima de 700 hPa, e por variações de EI na camada abaixo deste nível. Em consequência, a energia estática úmida diminui na camada limite planetária e aumenta nas camadas acima dela. Este mecanismo favorece o aumento da estabilidade estática no caso seco, embora seja constatado um aquecimento da camada limite, associado à redução da umidade do solo e ao respectivo aumento do fluxo de calor sensível.

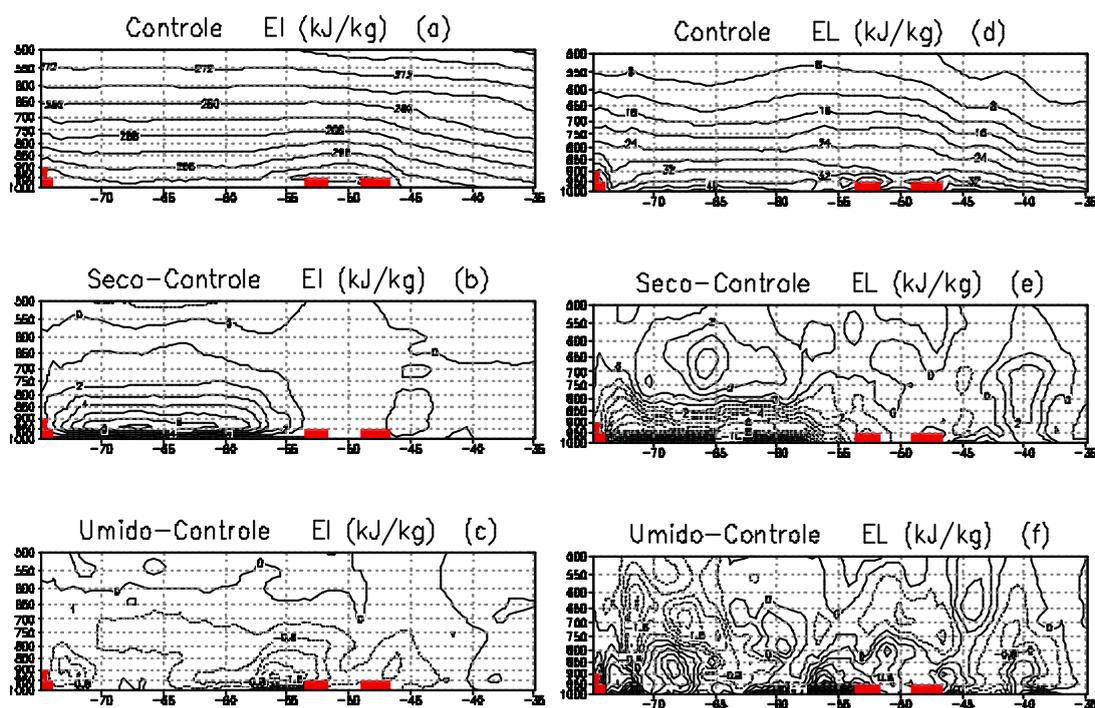


FIGURA 6.14 - Perfis de IE, EL, EP e EEU para a região de localização da ZCAS. Diferenças entre os casos úmido e seco em relação ao controle, em unidades de kJ/kg.

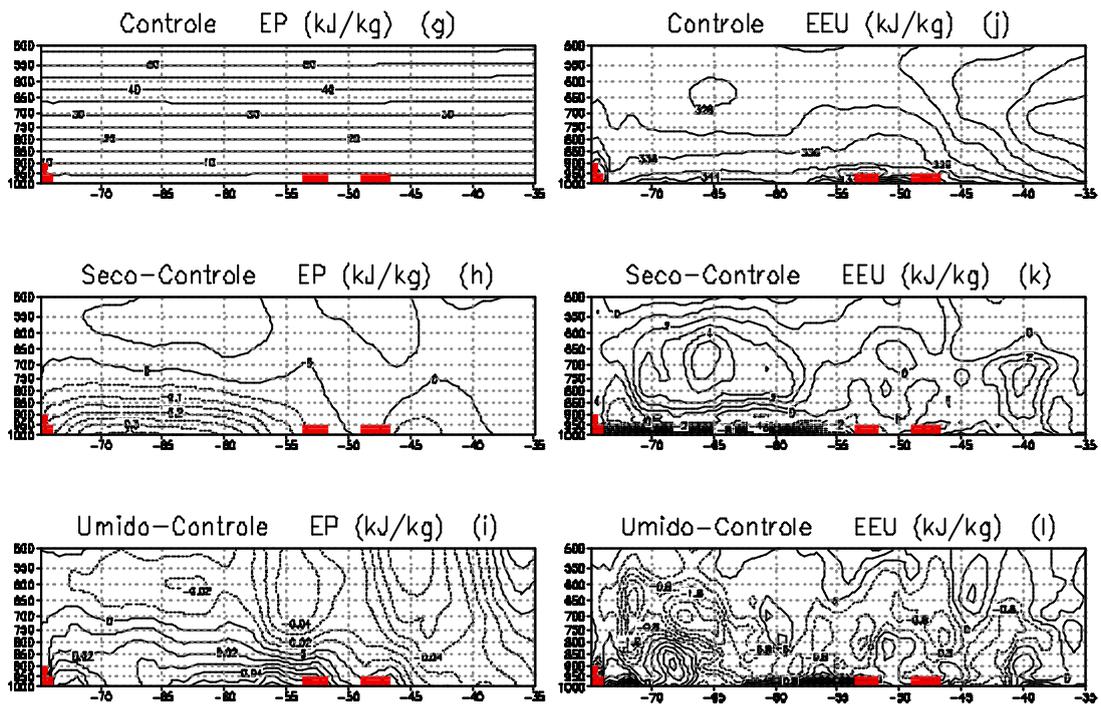


FIGURA 6.14 – ( Conclusão ).



## CAPÍTULO 7

### CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

#### 7.1 Mapas de Solos e de Vegetação

Os mapas de solo e de vegetação não são definitivos. O emprego de outras metodologias, particularmente para a geração dos parâmetros das propriedades físicas do solo, tais como funções de pedo-transferência, e a incorporação de outros biomas ou classes funcionais de vegetação, precisam ser considerados através da utilização de uma maior e atualizada fonte de dados que, no caso dos solos, explore suas características ou propriedades através de um enfoque não-pedológico e, no caso da vegetação, considere além das características da superfície o fator uso do solo e suas variadas formas de exploração.

Para futura atualização da cobertura da superfície o Projeto Vegetação (PROVEG) (<http://www.cptec.inpe.br/proveg>) já está gerando um mapa de vegetação da Amazônia Legal a partir de dados de alta resolução do RADAMBRASIL/IBGE (IBGE, 1993) que incluirá as áreas de desflorestamento com base nos dados do Programa de Avaliação do Desflorestamento na Amazônia Legal (PRODES) e em imagens “Thematic Mapper” (TM) do satélite LANDSAT. Com a finalização deste projeto, o mapa de vegetação, adotado atualmente no modelo SSiB, poderá ser atualizado, e se possível incluindo a consideração de um novo bioma, que represente as características típicas das áreas desmatadas na Amazônia. O PROVEG também prevê a aplicação dessa metodologia para todo o Brasil, tendo como produto final um mapa de vegetação com controle de qualidade, e que poderá ser aplicado em diversas áreas de pesquisa. Avaliações futuras indicarão à contribuição deste novo conjunto de informações para as previsões sobre o Brasil.

## **7.2 Teste de Sensibilidade às Mudanças no Tipo de Solo**

De acordo com os resultados dos testes de sensibilidade à mudança no tipo de solo, pode-se concluir que a representação do solo no esquema de superfície pode influenciar de forma direta nos balanços de energia e umidade à superfície, com conseqüente modificação na circulação atmosférica de baixos níveis. Sendo assim, a simples substituição de um bioma por outro nos experimentos numéricos de desmatamento ou reflorestamento, em que as propriedades do solo estejam associadas ao mapa de vegetação, devem assegurar-se de que tais propriedades não sejam alterados para que os efeitos decorrentes não sejam irreais, ou então promover a devida calibração para ajustar os parâmetros à física do esquema de superfície adotado nos experimentos.

## **7.3 Validação do Modelo Eta-SSiB**

A integração de três meses do modelo Eta-SSiB indica um potencial de aplicação em simulações mais longas deste modelo de área limitada. Em geral, o modelo conseguiu capturar as características médias da circulação de verão da América do Sul e a ocorrência dos sistemas transientes da região, particularmente aqueles observados sobre a Amazônia e Sudeste do Brasil. Em média, o desempenho do modelo em relação às observações de precipitação do período mostrou-se razoável em termos de tendência e posicionamento dos máximos de chuva, embora tenha ainda problemas de subestimativa na região da Amazônia e Nordeste do Brasil. Dos principais sistemas do verão da América do Sul a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), tanto do lado do Pacífico quanto do Atlântico, não foi bem representada nas simulações. Esta deficiência pode estar associada com a proximidade do limite norte do domínio do modelo, localizado bem próximo à região da ZCIT, e que dependendo das análises pode não estar incluída nas condições de fronteira que forçam o modelo de área limitada. Entre os benefícios encontrados está a simulação do escoamento de norte de baixos níveis sobre o leste dos Andes e o transporte de umidade associado.

#### 7.4 Sensibilidade à Inicialização da Umidade do Solo

O impacto da condição inicial de umidade do solo na previsão sazonal para o verão da América do Sul foi avaliado através do modelo regional Eta-SSiB com 40km de resolução horizontal. A avaliação dos resultados se refere às simulações realizadas durante o verão 96/97. Nas simulações de controle a condição inicial de umidade do solo foi obtida da climatologia de Willmot *et al.* (1985) usando o algoritmo de adaptação destes campos ao equivalente do modelo SSiB desenvolvido por Sato *et al.* (1989). Nos casos de sensibilidade, três procedimentos foram adotados: no primeiro a umidade do solo foi inicializada através do diagnóstico de água no solo gerado através de modelo hidrológico, que utilizou, além de dados observados de precipitação, temperatura e umidade do ar, os mesmos parâmetros de solo adotados pelo SSiB; o segundo e o terceiro procedimentos referem-se às simulações de sensibilidade às condições extremas de umidade do solo (úmido e seco). Nestes casos, foram considerados na inicialização dos experimentos os valores de água no solo típicos das condições de capacidade de campo e ponto de murcha, respectivamente.

As simulações mostraram que, em virtude do continente ser representado por um modelo biofísico mais realista e de resposta imediata à alteração das condições à superfície, o modelo atmosférico foi bastante sensível à modificação da água no solo. A utilização da informação de umidade do solo do modelo hidrológico foi avaliada em termos dos campos de precipitação, e mostrara uma pequena melhora nas regiões de floresta e caatinga, enquanto na região de savana o desempenho do modelo foi reduzido. A análise da temperatura do ar mostra valores ainda elevados em relação aos observados, e isto é resultado da pequena cobertura de nuvens sobre o continente gerada pelo modelo Eta (variando de 30 a 50%), fazendo com que os fluxos radiativos de ondas curtas incidentes à superfície sejam mais elevados, contribuindo para o maior aquecimento da superfície e, portanto, do ar próximo a ela.

Em termos de condições extremas, o impacto de uma anomalia seca na condição inicial de umidade do solo persistiu além do tempo de integração, particularmente para as

regiões com maior cobertura de solo nu (savana e caatinga), e para a camada de raízes. Na atmosfera, os maiores efeitos são confinados em baixos níveis nos campos de temperatura e umidade, com um certo impacto nos campos de vento em função dos ajustes dinâmicos associados à intensificação ou enfraquecimento da convergência.

As maiores sensibilidades foram encontradas na distribuição da precipitação no setor norte da América do Sul, indo desde a Amazônia até o oeste da região Nordeste. A precipitação foi reduzida por até 4,0 mm/dia no caso seco, e intensificada em até 2,0 mm/dia no caso úmido. Uma grande contribuição do aumento da umidade do solo nesta região, foi obtida através da redução do “bias” seco observado na simulação de controle e intensificado no experimento seco.

A influência da variação da umidade do solo no transporte de vapor foi dependente da região e de suas características continentais. Sobre as áreas de savana e caatinga, o padrão de convergência intenso em baixos níveis e divergência acima de 800 hPa até a média troposfera não foi substancialmente modificado com a variação da condição hídrica do solo. No caso de floresta, ao contrário, o padrão do fluxo de umidade convergente em toda camada atmosférica, presente no caso controle, é intensificado em condições de solo úmido, com uma transferência da máxima convergência da baixa atmosfera para a média. No caso seco, a forte redução do fluxo de calor latente e o concomitante aumento do fluxo de calor sensível promove uma mistura mais efetiva da camada limite planetária e contribui para a intensificação da convergência do fluxo de umidade abaixo de 850 hPa. A modificação da estrutura termodinâmica da atmosfera em função também da redução do aquecimento latente nos níveis acima da CLP favorece a divergência de umidade na média troposfera que se encarrega de transportar a umidade gerada localmente e vinda de fora para as áreas vizinhas.

Em alguns casos, o impacto da longa escala de tempo de variação da umidade do solo pode estar associado, parcialmente, à estrutura da parametrização da hidrologia do solo no modelo SSiB, que representa a camada ativa apenas por duas camadas e, portanto, não resolvendo apropriadamente o perfil de água no solo. Isto dificulta a simulação

realista da evolução da umidade na zona de raízes. Desta forma, outros experimentos com um maior número de camadas de solo e uma distribuição de raízes mais realista precisam ser realizados.

A modificação da partição da energia disponível nos fluxos de calor sensível e latente em função da variação da umidade do solo foi repassada a atmosfera afetando principalmente o desenvolvimento da camada limite planetária, através da modificação da estrutura termodinâmica da atmosfera e do seu potencial convectivo. A energia estática úmida, uma medida desta estabilidade, é afetada nas regiões onde o controle da vegetação nos fluxos à superfície é considerável. O aumento (diminuição) da umidade do solo promoveu o crescimento (redução) do CAPE enquanto a respectiva anomalia se fazia presente.

A análise da variação da energia estática úmida para condições de solo úmido e seco mostra que a temperatura e a umidade específica à superfície e na camada limite planetária são fortemente correlacionados às mudanças na umidade do solo, através da alteração dos fluxos de calor latente e sensível, principalmente. No caso em que há uma maior quantidade de água disponível no solo, o fluxo de calor latente aumenta com o aumento da temperatura, fornecendo umidade para a camada limite, aumentando a temperatura potencial equivalente e favorecendo o desenvolvimento da convecção. Ainda como consequência destas variações a atmosfera se torna mais instável, a capacidade de empuxo positivo (ascensão) do ar na camada limite aumenta e a inibição ao desenvolvimento da convecção diminui. Como os fluxos de calor na camada limite dependem também da instabilidade atmosférica, o aumento desta favorece a intensificação do fluxo vertical de vapor d'água para a atmosfera que, por sua vez, irá contribuir para o aumento da precipitação.

Este mecanismo, portanto, define um possível “feedback” positivo entre o conteúdo de água no solo e a precipitação, já discutido em vários trabalhos. No caso do solo com baixo conteúdo de água, foi verificado que a atmosfera tende a tornar-se estável justamente pela substituição do aquecimento latente da atmosfera livre, pelo

aquecimento sensível da camada limite. Esta modificação da estrutura termodinâmica contribui diretamente para a redução da energia potencial disponível à convecção, um mecanismo contrário ao do caso úmido. Aqui a flutuabilidade torna-se mais difícil pois a estratificação da camada limite planetária exige que uma dada parcela de ar tenha um maior conteúdo de energia para conseguir adquirir um empuxo positivo, e portanto a inibição convectiva tende a ser intensificada.

Em resumo, o mecanismo de interação entre a condição hídrica do solo e a atmosfera pode ser descrito da seguinte forma: uma condição de solo úmido promove, através do controle da partição dos fluxos de energia, uma pequena razão de Bowen e conduzem a um acúmulo de energia estática úmida em uma camada limite rasa, concentrando a entropia úmida em baixos níveis e fornecendo grandes valores de energia disponível à convecção. Adicionalmente, pequenos valores de razão de Bowen conduzem a uma umidade relativa mais elevada, reduzindo o nível de convecção livre. O mecanismo inverso acontece sob condições de solo seco.

### **7.5 Estudo de um Caso de ZCAS**

A influência da umidade do solo na simulação de um evento de ZCAS foi também investigada. Todas as características relacionadas à ZCAS, tais como gradiente de temperatura potencial equivalente, banda de nebulosidade e estacionaridade do sistema, foram simuladas pelo modelo, embora com algumas diferenças de intensidade e posicionamento em relação às análises. Os resultados indicam que o aumento da umidade do solo tende a intensificar o transporte de umidade direcionado para a região da zona de convergência, principalmente através da intensificação da contribuição da umidade transportada da Amazônia pelo escoamento de baixos níveis.

Os resultados de Nogués-Paegle e Mo (1997) ao mostrarem que durante intensos eventos de ZCAS a parte sul do continente é marcada por condições secas, têm sido constatado nas simulações úmida e de controle que configuram casos típicos, uma vez que a umidade atmosférica antes transportada para a região de saída do jato de baixos

níveis é desviada em direção à região central do continente, onde contribui para o aumento da precipitação.

## 7.6 Considerações Finais

Em relação aos outros trabalhos, a contribuição deste estudo se galga na utilização de um modelo de área limitada, com maior resolução, e que possibilita a descrição mais realista da circulação de escala regional. Um outro fator é a utilização de um modelo de superfície bio-fisicamente mais correto para verificar a sensibilidade do clima da região à modificação do conteúdo de água no solo. Em geral, os modelos utilizados em outros estudos desta natureza sobre a região da América do Sul utilizaram esquemas de superfície mais simples. As limitações dos resultados deste estudo se referem ao curto período utilizado nos experimentos numéricos, tendo em vista que a ausência do modo “restart” na versão do modelo utilizada não possibilitou o desenvolvimento das simulações além de 3 meses de integração. Desta forma, são necessários novos experimentos com integrações mais longas para a obtenção do alcance do impacto da condição hídrica da superfície na evolução do clima.

Como trabalho futuro sugere-se a ampliação deste estudo para períodos com ocorrência de eventos anômalos de El niño e La niña. Por exemplo, em períodos de forte El niño, normalmente é observada a ocorrência de seca na área da Amazônia e do Nordeste do Brasil. Poveda e Mesa (1997) avaliaram as possíveis interações entre os processos hidrológicos sobre a América do Sul tropical e os fenômenos ENSO. Dentre os resultados, eles constataram que condições secas induzidas pelo evento El Niño são reforçadas através da dinâmica de reciclagem da precipitação e dos processos hidrológicos sobre a região. Segundo eles, após o evento de El Niño do período 1992-93, a redução da umidade do solo na região da floresta amazônica contribuiu para uma equivalente redução da evapotranspiração, como constatado por Nepstad *et al.* (1994) e por Hodnet *et al.* (1996) na região de pastagem.

O trabalho de Poveda e Mesa também apresenta evidências de uma longa persistência da anomalia de umidade do solo em escala interanual sobre a Amazônia após os eventos de El Niño de 1982-83 e de 1986-87. Também baseado na influência continental no clima, outros estudos sugerem uma circulação de monção mais fraca no verão da América do Sul durante anos de El Niño (Bell et al. 1999). Esta sugestão de trabalho abordaria a importância da superfície continental através da anomalia gerada na umidade do solo e sua contribuição ao prolongamento das condições secas nestas regiões.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allen, R.G.; Jensen, M.E.; Wright, J.L.; Burman, R.D. Operation estimates of reference evapotranspiration. **Agronomy Journal**, v.81, p.650-662, 1989.
- Allen, R.G.; Smith, M.; Perrier, A.; Pereira, L.S. An updated for the definition of reference evapotranspiration and calculation procedures. **Icid Bulletin**, v.43, n.2, p.1-34, 1994.
- Batjes, N.H. Development of a world data set of soil water retention properties using pedotransfer rules. **Geoderma**, v.71, p.31-52, 1996.
- Betts, A.K. A new convective adjustment scheme. part I: observational and theoretical basis. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v.112, p.1306-1335, 1986.
- Betts, A.K.; Miller, M.J. A new convective adjustment scheme. part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, and arctic air-mass data sets. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v.112, p.693-709, 1986.
- Black, T.L. The new NMC mesoscale ETA-model: description and forecast examples. **Weather and Forecasting**, v.9, p.265-278, 1994.
- Brubaker, K.L.; Entekhabi, D.; Eagleson, P.S. Estimation of continental precipitation recycling. **Journal of Climate**, v.6, p.1077-1089, 1993.
- Brutsaert, W. **Evaporation into the atmosphere: theory, history and applications**. 2<sup>a</sup> ed. New York: Reidel Publishing Company, 1982.
- Calheiros, R.V.; Silva Dias, P.L. Como prever melhor. **Climanálise**, v.3, n.2, p.31-32, 1988.
- Câmara, G.; Freitas, U.; Souza, R.C.M.; Casanova, M.A. Spring: processamento de imagens e dados georeferenciados. In: Simpósio Brasileiro de Computação Gráfica e Processamento de Imagens, 5., 1993, Águas de Lindóia. **Anais...** Águas de Lindóia: INPE, 1993.
- Camillo, P.J.; Gurney, R.J. A resistance parameter for bare-soil evaporation models. **Soil Science**, v.2, p.95-105, 1986.
- Candido, L.A.; Oyama, M.D.; Manzi, A. O. Um modelo simples de balanço mensal de energia e água para estudos climáticos: análise preliminar In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 12., 2001, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: FUNCEME, 2001. v.1. p.37-38.

- Carson, D.J.; Sangster, L. The influence of land-surface albedo and soil moisture content on general circulation model simulations. **Research Activities in Atmospheric and Ocean Modelling**, v.2, p.14-15, 1981.
- Casarin, D.P.; Kousky, V.E. Anomalias de precipitação no sul do Brasil e variações da circulação atmosférica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.1, p.83-90, 1986.
- Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurty, P.; Marengo, J.A.; Nobre, C.A.; Troniskov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.; Camargo, H.; Pezzi, L. P. **Climate characteristic in an ensemble simulation using the CPTEC/COLA atmospheric global circulation model**. São José dos Campos: INPE, 2001 INPE-8150-RPQ/717.
- Chahine, M.T. The hydrologic cycle and its influence on climate. **Nature**, v.359, p.373-380, 1992.
- Charney, J.G.; Quirk, J.W.; 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.
- Chou, S.C.; Tanajura, C.A.S.; Xue, Y.K.; Nobre, C.A. Simulations with the coupled eta/ssib model over South America. In: Symposium on Global Change Studies. 11., 2000, Long Beach, EUA. **Proceedings...** Long Beach, EUA: American Meteorological Society, 2000.
- Clapp, R.; Hornberger, G. Empirical equations for some soil hydrologic properties. **Water Resources Research**, v.14, p.601-604, 1978.
- Climanálise. **Boletim de monitoramento e análise climática**. CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, v.17, n.12, dez. 1996. Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise>>. Acesso em: 19 set. 2001.
- Climanálise. **Boletim de monitoramento e análise climática**. CPTEC/INPE, Cachoeira Paulista, v.17, n.1-2, jan.-fev. 1997. Disponível em: <<http://tucupi.cptec.inpe.br/products/climanalise>>. Acesso em: 29 set. 2001.
- Collatz, G.J.; Grivet, C.; Ball, J.T.; Berry, J.A. Physiological and environmental regulation of stomatal conductance, photosynthesis and transpiration: a model that includes a laminar boundary layer, **Agricultural and Forest Meteorology**, v.54, p.107-136, 1991.
- Cook, K. H. Mechanisms by which surface drying perturbs tropical precipitation fields. **Journal of Climate**, v.7, p.400-413, 1994.
- Cox, P.M.; Huntingford, C.; Harding, R.J. A canopy conductance and photosynthesis model for use in a GCM land surface scheme. **Journal of Hydrology**, v.2, p.79-94, 1998.

- 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.1889-1903, 1978.
- DeFries, R.; Townshend, J.R.G.; Hansen, M. Continuous fields of vegetation characteristics at the global scale at 1km resolution. **Journal of Geophysical Research**, v.104, p.16911-16925, 1998.
- Delworth, T.L.; Manabe, S. The influence of potential evaporation on the variabilities of simulated soil wetness and climate. **Journal of Climate**, v.1, p.523-547, 1988.
- Delworth, T.L.; Manabe, S. The influence of soil wetness or near-surface atmospheric variability, **Journal of Climate**, v.2, p.1447-1462, 1989.
- Dickinson, R.E. **Modelling evapotranspiration for three-dimensional global climate models**. Climate Processes and Climate Sensitivity. Geophysical Monograph, Maurice Ewing; J. E. Hansen; T. Takahashi, (ed.). American Geophysical Union, Washington, D.C., v.5, p.58-72, 1984.
- Dickinson, R.E.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P.J.; Wilson, M.F. Biosphere atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. **NCAR Technical Note**, NCAR, TN275+STR, p.69, 1986.
- Dirmeyer, P.A. Vegetation stress as a feedback mechanism in midlatitude drought. **Journal of Climate**, v.7, p.1463-1483, 1994.
- Dirmeyer, P.A. 1995: Meeting on problems in initializing soil wetness. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.76, p.2234-2240, 1995.
- Dirmeyer, P.A. Assessing GCM sensitivity to soil wetness using GSWP data. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.77, n.1B, p.367-385, 1999a
- Dirmeyer, P.A.; Dolman, A.J.; Sato, N. The Global Soil Wetness Project: a pilot project for global land surface modeling and validation. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.80, n.5, p.851-878, 1999b.
- Dirmeyer, P.A. Using a global soil wetness data set to improve seasonal climate simulation. **Journal of Climate**, v.13, p.2900-2922, 2000.
- Dooge, J. Sensitivity of runoff to climate change: a Hortonian approach. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.73, p.2013-2024, 1992.
- Dorman, J.L.; Sellers, P.J. A global climatology of albedo, roughness length and stomatal resistance for atmospheric general circulation models as represented by the Simple Biosphere model (SiB). **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p.833-855, 1989.

- Douville, H.; Bazile, E.; Caille, P.; Giard, D.; Noilhan, J.; Peirone, L.; Taillefer, F. Global Soil Wetness Project: forecast and assimilation experiments performed at Meteo-France. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.77, n.1B, p.305-316, 1999.
- Eltahir, E.A.B.; Bras, R.L. Sensitivity of Regional Climate to Deforestation in the Amazon Basin. **Advances in Water Resources**, v.17, p.101-115, 1993.
- Eltahir, E.A.B. A Soil Moisture-Rainfall Feedback Mechanism: theory and observations. **Water Resources Research**, v.34, n.4, p.765-776, 1998.
- Eltahir, E.A.B.; Pal, J. Relationship between surface conditions and subsequent rainfall in convective storms, **Journal of Geophysical Research**, v.101, p.26237-26245, 1996.
- EMBRAPA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos. **Mapa de solos do Brasil**. Rio de Janeiro, 1981. 1 mapa, color, 87,7cm x 91,1cm. Escala 1:5.000.000.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Sistema brasileiro de classificação de solos**. Rio de Janeiro: Embrapa-CNPS, 1998. 412p.
- Entekhabi, D.; Rodriguez-Iturbe, I.; Castelli, F. Mutual interaction of soil moisture state and atmospheric processes. **Journal of Hydrology**, v.184, n.1, p.3-18, 1996.
- Entin, J.K.; Robock, A.; Vinnikov, K.Y.; Zabelin, V.; Liu, S.; Namkhai, A. Evaluation of global soil wetness project soil moisture simulations. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.77, n.1B, p.183-198. 1999.
- FAO. **Digital soil map of the world**. Paris: UNESCO Publishing/FAO, 1995. 1 CD-ROM.
- Fels, S.B.; Schwarzkopf, M.D. 1975: The simplified exchange approximation: a new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.32, p.1475-1488. 1975.
- Fennessy, M.J.; Shukla, J. Impact of initial soil wetness on seasonal atmospheric prediction. **Journal of Climate**, v.12, p.3167-3180, 1999.
- Figueroa, S.N.; Satyamurty, P.; Silva Dias, P.L. Simulations of the summer circulation over the South American region with an ETA coordinate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.52, p.1573-1584, 1995.
- Gadd, A.L. A split-explicit integration scheme for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.104, p.569-582, 1978.
- Garratt, J. R. Sensitivity of climate simulations to land surface and atmospheric boundary layer treatments: a review. **Journal of Climate**, v.6, p.419-449, 1993.

- Graedel, T.E.; Crutzen, P.J. **Atmospheric change: an Earth system perspective**. New York: W.H. Freeman and Company, 1993.
- Hansen, M.C.; DeFries, R.S.; Townshend, J.R.G.; Sohlberg, R. Global land cover classification at 1 km spatial resolution using a classification tree approach. **International Journal of Remote Sensing**, v.21, p.1331–1364, 2000.
- Hodnett, M.G.; da Silva, L.P.; da Rocha, H.R.; Senna, R.C. Seasonal soil water storage beneath central Amazonia rainforest and pasture. **Journal of Hydrology**, v.170, p.233-254, 1996.
- Hong, S.Y.; Pan, H.L. Impact of soil moisture anomalies on seasonal, summertime circulation over North America in a regional climate model. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v.105, p.29625 - 29634.2000.
- Huang, J.; van den Dool, H.M.; Georgakakos, K.P. Analysis of model-calculated soil moisture over the United States (1931-1993) and applications to long-range temperature forecasts. **Journal of Climate**, v.9, p.1350-1362, 1996.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Projeto RADAM-BRASIL**. Levantamento de Recursos Naturais, IBGE, Rio de Janeiro, v.1-34, 1973-1987.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Atlas Nacional do Brasil**. 2<sup>a</sup>. Edição. IBGE, Diretoria de Geociências, Rio de Janeiro. 1993.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Mapa de vegetação do Brasil**, escala 1:5,000,000. IBGE, Rio de Janeiro, 1992.
- IBGE. Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Anuário Estatístico do Brasil**. IBGE, Rio de Janeiro, 1997
- Idso, S.B.; Jackson, R.D.; Reginato, R.J.; Kimball, B.A.; Nakayama, F.S. The dependence of bare soil albedo on soil water content. **Journal of Applied Meteorology**, v.14, p.109-113, 1975.
- Inclán, M.G.; Forkel, R. Comparison of energy fluxes calculated with the penman-monteith equation and the vegetation models SiB and CUPID. **Journal of Hydrology**, v.166, p.193-211, 1995.
- Janjic, Z. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Atmosphere Physics**, v.52, p.69-84, 1979.
- Janjic, Z. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v.122, p.927–945,1994.

- Jarvis, P.G. The interpretation of the variations in leaf water potential and stomatal conductance found in canopies in the field. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, v.273, p.493–510, 1976.
- Jensen, M. E.; Burman, R. D e Allen, R. G. **Evapotranspiration e irrigation water requirements** – **Asce**: manuals and reports on engineering practices. New York, 1990. p.42-236.
- Kalnay, E.; Mo, K.; Paegle, J. Large-amplitude, short-scale stationary rossby waves in the Southern Hemisphere: observations and mechanistic experiments to determine their origin. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.43, p.252-275, 1986.
- Kodama, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part I: characteristics of subtropical frontal zones. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.70, p.813-835, 1992.
- Kodama, Y-M. Large-scale common features of sub-tropical precipitation zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the circulations for generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.71, p.581-610,1993.
- Koster, R.D.; Suarez, M.J. 1992: A comparative analysis of two land surface heterogeneity representations. **Journal of Climate**, v.5, p.1379-1390, 1991.
- Koster, R.D.; Suarez, M.J.; Heiser, M. Variance and predictability of precipitation at seasonal-to-interannual timescales. **Journal of hydrometeorology**, v.1, p.26-46, 2000.
- Kousky, V.E., Pentad outgoing longwave radiation climatology for the South American sector. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.3, p.217-231, 1988.
- Kuchler, A.W. **World map of natural vegetation**. Goode's world atlas, 16<sup>a</sup> ed. Rand McNally, 1983. p.16-17.
- Lacis, A.; Hansen, J.E. A parameterization of the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, p.118-133, 1974.
- Lenters, J.D.; Cook, K.H. Simulation and diagnosis of the regional summertime precipitation climatology of South America. **Journal of Climate**, v.8, p.2988-3005, 1995.
- Liebmann, B.; Kiladis, G.N.; Marengo, J.A.; Ambrizzi, T. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v.12, p.1877-1891, 1999.
- Mahfouf, J.F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study. **Journal of Applied Meteorology**, v.30, p.1534-1547, 1991.

- Manabe, S. Climate and the ocean circulation, I: the atmospheric circulation and the hydrology of the Earth's surface. **Monthly Weather Review**, v.97, p.739-774, 1969.
- Manzi, A.O.; Planton, S. Implementation of the ISBA parameterization scheme for land surface processes in a GCM: an annual cycle experiment. **Jurnal of Hydrology**, v.155, p.355-389, 1994.
- Matsuyama, H. The water budget in the Amazon river basin during the FGGE period. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.70, n.6, p.1071-1083, 1992.
- Matsuyama, H.; Masuda, K. Estimates of continental-scale soil wetness and comparison with the soil moisture data of Mintz and Serafini. **Climate Dynamics**., v.13, p.681-689, 1997.
- Matthews, E. Global vegetation and land use: new high resolution data bases for climate studies, **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, p.474-487, 1983.
- Meehl, G.A. A Calculation of ocean heat storage and effective ocean surface layer depths for the Northern Hemisphere. **Journal of Physical Oceanography**, v.14, n.11, p.1747-1761, 1984.
- Mesinger, F. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Journal of Meteorology Aeronautic**, v.44, p.195-202, 1984.
- Milly, P.C.D.; Dunne, K.A. Sensitivity of the global water cycle to the water-holding capacity of land. **Journal of Climate**, v.7, p.506-526, 1994.
- Mintz, Y.; Serafini, V. 1981.Monthly normal global fields of soil moisture and land-surface evapotranspiration. In: Symposium on variations in the global water budget. 1981, Oxford, UK. **Proceedings...** Oxford, UK. NASA/Goddard Flight, 1981.
- Mintz, Y. **The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface conditions**. In: The Global Climate, Houghton J (ed.). Cambridge University Press: Cambridge; p.79-105, 1984.
- Mintz, Y.; Walker, G.K. Global fields of soil moisture and land surface evapotranspiration derived from observed precipitation and surface air temperature. **Journal of Applied Meteorology**, v.32, p.1305-1334, 1993.
- Mintz, Y.; Serafini, Y.V. A global monthly climatology of soil moisture and water balance, **Climate Dynamics**, v.8, p.13-27, 1992.
- Mocko, D.M., Walker, G.K.; Sud, Y.C. New snow-physics to complement SSiB - Part II: effects on soil moisture initializations and simulated surface fluxes, precipitation and hydrology of GEOS II GCM. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v.77, n.1B, p.349-385, 1999.

- Monteith, J.L. Evaporation and surface temperature. **Quartely Journal of the Royal Meteorological Society**, v.107, p.1-27, 1981.
- Nepstad, D.C.; Decarvalho, C.R.; Davidson, E.A.; Jipp, P.H.; Lefebvre, P.A.; Negreiros, G.H.; Dasilva, E.D.; Stone, T.A.; Trumbore, S.E.; Vieira, S. The role of deep roots in the hydrological and carbon cycles of Amazonian forests and pastures. **Nature**, v.372, p.666-669, 1994.
- Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, p.957-988, 1991.
- Nogues-Paegle, J.; Mo, K.C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v.125, p.279-91, 1997.
- Noilhan, J.; Planton, S. A simple parameterization of land surface processes for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, p.536-549, 1989.
- Oliveira, J.B.; Jacomine, P.K.; Camargo, T.E. **Classes gerais de solos no Brasil: guia auxiliar para o seu reconhecimento**. Jaboticabal: FUNEP, 1992. p.03-16.
- Olson, J.S. **Global ecosystem framework-definitions**. USGS EROS Data Center. Internal Report, 37p. Sioux Falls, SD, 1994.
- Oyama, M.D.; Nobre, C.A., Um modelo de vegetação potencial para estudos climáticos. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia. 12., 2002, Foz de Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos. SBMET, 2002. 1 CD-ROM.
- Pielke, R.A.; Liston, G.E.; Eastman, J.L.; Lu, L.; Coughenour, M. Seasonal weather prediction as an initial value problem. **Journal of Geophysical Research**. v.104, p.19463-19479, 1999.
- Poveda, G.; Mesa, O.J. Feedbacks between hydrological processes in tropical South America and large scale oceanic-atmospheric phenomena. **Journal of Climate**, v.10, p.2690-2702, 1997.
- Quadro, M.F.L. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul**. 1994. 97f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994.
- Rawls, W.J.; Brakensiek, D.L.; Saxton, K.E. Estimation of soil water properties. **Transactions of ASAE**, v.25, p.1316-1320, 1982.
- Reynolds, C.A.; Jackson, T.J.; Rawls, W.J. Estimating available water content by linking the FAO soil map of the world with global soil profile databases and pedo-transfer functions. In: AGU Spring Conference. 1999, Boston, MA. **Proceedings...** Boston, MA. AGU, 1999.

- Rossato, L. **Estimativa da capacidade de armazenamento de água no solo do Brasil**. 2001. 139f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)–Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- Sato, N.; Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Kinter, J.L., Hou, Y.T.; Albertrazzi, E. Implementing the simple biosphere model in a general circulation model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.46, p.2757-2782, 1989.
- Saxton, K.E.; Rawls, W.J.; Romberger, J.S.; Papendick, R.I. Estimating generalized soil-water characteristics from texture. **Soil Science Society of American Journal**, v.50, p.1031-1036, 1986.
- Schär, C.; Lüthi, D.; Beyerle, U.; Heise, E. The soil-precipitation feedback: a process study with a regional climate model. **Journal of Climate**, v.12, p.722-741, 1999.
- Scott, R.; Koster, R.D.; Entekhabi, D.; Suarez, M.J. Effect of a canopy interception reservoir on hydrological persistence in a general circulation model. **Journal of Climate**, v.8, p.1917-1922, 1995.
- 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.
- Sellers, P.J.; Shuttleworth, W.J.; Dorman, J.L.; Dalcher, A.; Roberts, J.M. Calibrating the simple biosphere model (SiB) for Amazonia tropical forest using field and remote sensing data. part I: average calibration with field data. **Journal of Applied Meteorology**, v.28, p.727-759, 1989.
- Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Collatz, G.J.; Berry, J.A.; Field, C.B.; Dazlich, D.A.; Zhang, C.; Bounoua, L. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part I: Model formulation. **Journal of Climate**, v.9, p.676-705, 1996a.
- Sellers, P.J.; Los, S.O.; Tucker, C.J.; Justice, C.O.; Dazlich, D.A.; Collatz, G.J.; Randall, D.A. A revised land surface parameterization (SiB2) for atmospheric GCMs. Part II: the generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from satellite data. **Journal of Climate**, v.9, p.706-737, 1996b.
- Sellers, P.J.; Dickinson, R.E.; Randall, D.A.; Betts, A.K.; Hall, F.G.; Berry, J.A.; Collatz, G.J.; Denning, A.S.; Mooney, H.A.; Nobre, C.A.; Sato, N.; Field, C.B.; Henderson-Sellers, A. Modeling the exchanges of energy, water and carbon between the continents and the atmosphere, **Science**, v.275, p.502-509, 1997.
- Sellers, W. D. The effect of a solar perturbation on a global climate model. **Journal of Applied Meteorology**, v.24, p.770-776, 1985.
- Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land surface evapotranspiration on the earth's climate. **Science**, v.215, p.1498-1501, 1982.

- Shuttleworth, W.J.; Gash, J.H.C.; Lloyd, C.R.; Moore, C.J.; Marques-Filho, A.O.; Fisch, G.; Paula Silva Filho, V.P.; Nazaré Góes Ribeiro, M.; Molion, L.B.; Abreu Sá, L.D.; Nobre, C.A.; Cabral, O.M.R.; Patel, S.R.; Moraes, J.C. Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.110, p.1143-1162, 1984.
- Silva Dias, P.L.; Bonatti, J.P.; Kousky, V.E. Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. **Monthly Weather Review**, v.115, p.1465-1478, 1987.
- Sud, Y.C.; Smith, W.E. Influence of local land-surface processes on the Indian monsoon: a numerical study. **Journal of climate and Applied Meteorology**, v.24, p.1015-1036, 1985.
- Sud, Y. C.; Fennessy, M.J. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semiarid regions using the GLASS GCM. **Journal of Climatology**, v.2, p.105-125, 1982.
- Tanajura, C. **Modeling and Analysis of the South American Summer Climate**. 1996. 98f. Ph.D. Dissertation (Meteorology)-University of Maryland, 1996.
- Thornthwaite, C.W; Holzman, B. Measurement of evaporation from land and water surfaces. **USDA Bulletin**. v.817: p1-75, 1942.
- Thornthwaite, C.W. An approach toward a rational classification of climate, **Geographical Review**, v.38, p.55-94, 1948.
- Tomasella, J.; Hodnett, M.G.; Rossato, L. Pedotransfer for the estimation soil water retention in brazilian soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.64, p327-338, 2000.
- Trenberth, K.E. The definition of El Niño. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, p. 2771-2777, 1997.
- Trenberth, K.E. Atmospheric moisture residence times and cycling: implications for rainfall rates with climate change. **Climate Change**, v.39, p.667-694, 1998.
- Trenberth, K.E. Atmospheric moisture recycling: role of advection and local evaporation. **Journal of Climate**, v.12, p.1368-1381, 1999.
- Ubarana, V.N. **Observation and modelling of rainfall interception loss in two experimental sites in Amazon forest**. Amazonian deforestation and climate. J. H. C. Gash et al. (ed.), John Wiley and Sons, p.151-162, 1996.
- UNESCO. **International classification and mapping of vegetation**. UNESCO: Paris, France, 1973.

- van Genuchten, M.T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. **Soil Science Society of American Journal**, v.44, p.892-898, 1981.
- Vanzyl, W.H.; De Jager, J.M. Accuracy of the penman-monteith equation adjusted for atmospheric stability. **Agricultural and Forest Meteorology**, v.41, p.57-60, 1987.
- Vera, C. Variations of South America summer circulation on subseasonal time scales. **Inter American Institute for Global Change Research**. Buenos Aires, 2001. Disponível em: <[www-cima.at.fcen.uba.ar/prosur/documentos/Caro2001.pdf](http://www-cima.at.fcen.uba.ar/prosur/documentos/Caro2001.pdf)>. Acesso em: 01 nov. 2001.
- Wang, W.; Kumar, A. A GCM assessment of atmospheric seasonal predictability associated with soil moisture anomalies over North America. **Journal of Geophysical Research**, v.103, D22, p.28637-28646, 1998.
- Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v.5, p.589-606, 1985.
- Willmott, C.J.; Matura, K. **Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual climatologies**. Newark: University of Delaware, 1998. Disponível em: <<http://dss.ucar.edu/datasets/ds236.0/data>>. Acesso em: 01 jan. 1999.
- Williams, E.; Renno, N. An analysis of the conditional stability of the tropical atmosphere. **Monthly Weather Review**, v.121, p.21-36.1993.
- Xie, P.; Arkin, M. Global Precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.78, p.2539-2558, 1997.
- Xue, Y.; Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, p.345-364, 1991.
- 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.
- Xue, Y., Bastable, H.G.; Dirmeyer, P.A.; Sellers, P.J. 1996a: Sensitivity of simulated surface fluxes to changes in land surface parametrizations – a study using ABRACOS data. **Journal of Applied Meteorology**, v.35, p.386-400, 1996a.
- Xue, Y.; Zeng, J.; Schlosser, C.A. SSiB and its sensitivity to soil properties - a case study using HAPEX-Mobilhy data. **Global and Planetary Change**, v.13, p.183-194, 1996b.
- Xue, Y.; Fennessy, M.J.; Sellers, P.J. Impact of vegetation properties on U.S. summer weather prediction. **Journal of Geophysical Research** v.101, D3, p.7419-7430, 1996c.

- Xue, Y. The impact of desertification in the Mongolian and the Inner Mongolian grassland on the east Asian monsoon. **Journal of Climate**, v.9, p.2173-2189, 1996d.
- Xue, Y.; Shukla, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part II: Aforestation. **Journal of Climate**, v.9, p.3260-3275, 1996e.
- Xue, Y.; Zeng, F.J.; Mitchell, K.E.; Janjic, Z.; Rogers, E. The impact of land surface processes on simulations of the U.S. hydrological cycle: a case study of the 1993 flood using the SSiB land surface model in the NCEP Eta regional model. **Monthly Weather Review**, v.129, p. 2833–2860, 2001.
- Yang, R.; Fennessy, M.J.; Shukla, J. The influence of initial soil wetness on medium-range surface weather forecasts. **Monthly Weather Review**, v.122, p.471-485, 1994.
- Yeh, T.C.; Wetherald, R.T.; Manabe, S. The effect of soil moisture on the short-term climate and hydrology change – a numerical experiment. **Monthly Weather Review**, v.112, p.474-490, 1984.
- Zhao, W.; Khalil, M.A.K. The relationship between precipitation and temperature over the contiguous United States. **Journal of Climate**, v.6, p.1232-1236, 1993.
- Zhou, J.; Lau, K.M. Does a monsoon climate exist over South America?. **Journal of Climate**, v.11, p.1020–1040, 1998.

## APÊNDICE - A

### Parâmetros dos Biomass adotados no modelo SSiB

**TABELA - 1: PARÂMETROS FÍXOS**

VARIÁVEL	IND	UNID.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
RSTIPAR	VS	coef.	2335.90	9802.23	6335.96	2869.68	2869.68	56651.21	13150.00	93989.42	93989.42	9802.23	1000.00	9802.23	7459.00
RSTIPAR	IVP	coef.	0.0145	10.55	7.12	3.69	3.69	10.83	0.0001	0.01	0.01	10.55	1000.00	10.55	5.70
RSTIPAR	IVT	coef.	153.49	180.00	206.50	233.00	233.00	165.00	51.00	855.00	855.00	180.00	1000.00	180.00	25.20
RSTIPAR	VS	coef.	2335.90	9802.23	6335.96	2869.68	2869.68	2582.01	13152.00	2582.01	1.00	2582.01	1000.00	7459.00	7459.00
RSTIPAR	IVP	coef.	0.0145	10.55	7.12	3.69	3.69	1.09	0.0001	1.09	1.00	1.09	1000.00	5.70	5.70
RSTIPAR	IVT	coef.	153.49	180.00	206.50	233.00	233.00	110.00	51.00	110.00	1.00	110.00	1000.00	25.20	25.20
CHIL	1	coef.	0.100	0.250	0.130	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.010	0.200	0.010	0.250	-0.020
CHIL	2	coef.	0.100	0.250	0.130	0.010	0.010	-0.300	0.500	-0.300	0.010	0.200	0.010	-0.020	-0.020
TOPT	1	K	303.0	300.0	294.0	288.0	288.0	297.0	310.0	315.0	315.0	300.0	310.0	300.0	300.0
TOPT	2	K	303.0	300.0	294.0	288.0	288.0	312.0	310.0	313.0	315.0	289.0	310.0	300.0	300.0
TLL	1	K	273.0	273.0	270.0	268.0	268.0	273.0	273.0	283.0	283.0	273.0	300.0	273.0	273.0
TLL	2	K	273.0	273.0	270.0	268.0	268.0	273.0	273.0	283.0	283.0	273.0	300.0	273.0	273.0
TU	1	K	318.0	318.0	315.0	313.0	313.0	323.0	328.0	323.0	323.0	323.0	320.0	318.0	315.0
TU	2	K	318.0	318.0	315.0	313.0	313.0	323.0	328.0	328.0	323.0	309.0	320.0	315.0	315.0
DEFAC	1	nb	0.0273	0.0357	0.0340	0.0310	0.0310	0.0357	0.0250	0.0275	0.0275	0.0275	0.0000	0.0357	0.0000
DEFAC	2	nb	0.0273	0.0357	0.0340	0.0310	0.0310	0.0238	0.0250	0.0238	0.0238	0.0238	0.0000	0.0000	0.0000
PH1	1	mH2O	1.20	5.35	1.92	3.70	7.80	1.80	1.31	1.92	1.39	0.96	3.00	9.54	0.58
PH1	2	mH2O	1.20	5.35	1.92	3.70	7.80	1.80	1.31	1.92	1.39	0.96	3.00	9.54	0.58
PH2	1	mH2O	6.25	5.57	5.73	5.53	5.66	5.67	5.91	5.61	6.37	5.37	6.00	4.11	4.36
PH2	2	mH2O	6.25	5.57	5.73	5.53	5.66	5.67	5.91	5.61	6.37	5.37	6.00	4.11	4.36
ROOTD	1	m	1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	0.50	1.10	0.50	0.50	0.20	0.10	1.00	1.00
ROOTD	2	m	1.00	1.00	1.00	0.50	0.50	0.50	1.10	0.50	0.50	0.20	0.10	1.00	1.00
BEE	SL		7.120	7.120	7.120	7.120	7.120	7.120	8.000	4.050	4.050	7.120	4.050	7.797	7.797
PHSAT	SL	m	-0.0860	-0.0860	-0.0860	-0.0860	-0.0860	-0.0860	-0.5000	-0.0350	-0.0350	-0.0860	-0.0350	-0.1980	-0.1980
SATCO	SL	kg sm <sup>3</sup>	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	2.00E-05	0.00E+00	0.00E+00	1.80E-04	1.80E-04	2.00E-05	1.80E-04	0.00E+00	0.00E+00
POROS	SL	m <sup>3</sup> m <sup>3</sup>	0.4200	0.4200	0.4200	0.4200	0.4200	0.4200	0.4300	0.4352	0.4352	0.4200	0.4352	0.4577	0.4577
ZDEPTH	SF	m	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02
ZDEPTH	RT	m	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	1.48	0.70	0.47	0.47	0.17	0.17	0.47	0.47
ZDEPTH	RC	m	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	7.00	1.00	1.00	1.00	0.30	1.00	1.00

SL = solo  
VS = visível

SF = zona superficial  
IVP = infra verm. Prox.

RT = zona de raízes  
IVT = infra verm. Tem.

RC = zona de recarga

1 = veg. Superior  
2 = veg. inferior

**TABELA -2: PARÂMETROS SAZONAIS PARA OS BIOMAS 1, 6, 8 E 12**

	PARAM	IND	UNID.	MES													
				1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12		
TIPO 1	ZLT	1	m2h2	50416	50416	50416	50416	50416	5042	50416	50416	50416	50416	50416	50416	5042	
	ZLT	2	m2h2	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	GREEN	1	fração	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905	0.905
	GREEN	2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	Z2	1	m	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00	35.00
	Z1	2	m	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
	XCOVER	1	fração	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98	0.98
	XCOVER	2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	XOX		m	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65	2.65
	XD		m	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37	27.37
	XBC		coef.	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43	5.43
	XDC		coef.	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87	285.87
	TIPO 6	ZLT	1	m2h2	1.77	1.55	1.42	1.22	1.19	1.42	2.61	5.21	4.56	3.82	2.81	1.87	
ZLT		2	m2h2	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
GREEN		1	fração	0.63191	0.65666	0.5176	0.65274	0.65274	0.7246	0.87125	0.7966	0.76546	0.61461	0.50865	0.7899		
GREEN		2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
Z2		1	m	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00	18.00
Z1		2	m	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00	10.00
XCOVER		1	fração	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30	0.30
XCOVER		2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
XOX			m	0.84271	0.80878	0.7875	0.72841	0.72841	0.7875	0.92668	0.97153	0.96588	0.95551	0.9204	0.8427		
XD			m	13.91	13.76	13.67	13.45	13.45	13.67	14.25	14.60	14.52	14.43	14.22	13.91		
XBC			coef.	26.61	30.44	32.95	40.03	40.03	32.95	18.70	13.18	14.20	15.59	19.33	26.61		
XDC			coef.	230.13	224.42	221.57	216.41	216.41	221.57	250.07	288.57	278.03	266.84	247.57	230.13		
TIPO 8		ZLT	1	m2h2	0.578	0.578	0.448	0.288	0.258	0.258	0.258	0.808	1.508	1.148	0.748	0.578	
	ZLT	2	m2h2	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	GREEN	1	fração	0.79787	0.53191	0.35232	0.56818	0.56818	0.5682	0.56818	0.6806	0.6806	0.51546	0.63025	0.79787		
	GREEN	2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	Z2	1	m	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00	5.00
	Z1	2	m	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00	2.00
	XCOVER	1	fração	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10
	XCOVER	2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
	XOX		m	0.24467	0.24467	0.22721	0.19988	0.19988	0.1999	0.19988	0.2674	0.29233	0.28034	0.25806	0.2447		
	XD		m	2.81	2.81	2.66	2.39	2.39	2.39	2.39	2.97	3.14	3.06	2.91	2.81		
	XBC		coef.	21.88	21.88	26.73	37.12	37.12	37.12	37.12	17.22	13.17	14.97	19.06	21.88		
	XDC		coef.	103.60	103.60	102.35	100.72	100.72	100.72	100.72	105.30	107.94	106.59	104.49	103.60		
	TIPO 12	ZLT	1	m2h2	0.048	0.048	0.068	0.158	0.338	0.508	0.538	0.488	0.378	0.168	0.068	0.048	
ZLT		2	m2h2	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
GREEN		1	fração	0.20833	0.20833	0.44118	0.75949	0.88757	0.9252	0.83643	0.69672	0.34392	0.17857	0.14706	0.20833		
GREEN		2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
Z2		1	m	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00	20.00
Z1		2	m	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50	11.50
XCOVER		1	fração	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075	0.075
XCOVER		2	fração	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001	0.0001
XOX			m	0.14485	0.14485	0.17521	0.28719	0.4302	0.5088	0.52003	0.50095	0.45088	0.29737	0.17521	0.14485		
XD			m	6.31	6.31	7.64	10.71	12.78	13.57	13.66	13.50	13.02	10.91	7.64	6.31		
XBC			coef.	560.00	560.00	401.97	185.52	98.01	72.24	69.38	74.34	89.88	175.76	401.97	560.00		
XDC			coef.	194.90	194.90	196.44	201.44	207.13	210.79	211.31	210.42	208.15	201.88	196.44	194.90		