



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

**INPE-9898-TDI/875**

**CONSEQÜÊNCIAS CLIMÁTICAS DA MUDANÇA DE  
VEGETAÇÃO DO NORDESTE BRASILEIRO:  
UM ESTUDO DE MODELAGEM**

Marcos Daisuke Oyama

Tese de Doutorado em Meteorologia, orientada pelo Dr. Carlos Afonso Nobre, aprovada em 16 de dezembro de 2002.

551.583 (812/813)

OYAMA, M. D.

Conseqüências climáticas da mudança de vegetação do nordeste brasileiro: um estudo de modelagem / M. D.

Oyama – São José dos Campos: INPE, 2002.

220p. – (INPE-9898-TDI/875).

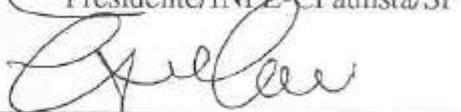
1.Mudanças climáticas. 2.Brasil. 3.Desertificação.  
4.Modelos de circulação geral da atmosfera(MCGA).  
5.Paleoclimatologia. 6.Modelo de vegetação potencial.  
7.Múltiplos equilíbrios climáticos. 8.Conversão em floresta.  
I.Título

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

Dr. José Antonio Marengo Orsini

  
Presidente/INPE-CPaulista/SP

Dr. Carlos Afonso Nobre

  
Orientador/INPE-CPaulista/SP

Dr. Sergio Henrique Franchito

  
Membro da Banca/INPE-SJCampos/SP

Dr. Humberto Ribeiro da Rocha

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

Dr. Marcos Heil Costa

  
Membro da Banca  
Convidado Universidade Federal de Viçosa  
Viçosa/MG

Dr. Bruno Jean Turcq

  
Membro da Banca  
Convidado IRD-França e UFF/RJ

Candidato (a): Marcos Daisuke Oyama



石の上にも三年。

*Ishi no ue ni mo sannen.*

(ditado japonês)



*A meus pais,  
Keiko e Masayoshi.*



## AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar os meus sinceros agradecimentos:

Ao Dr. Carlos Afonso Nobre, pela orientação do trabalho e pela confiança em mim depositada durante todo o doutorado;

Aos membros da banca, pelas críticas, comentários e sugestões, que muito contribuíram para a melhoria da qualidade do trabalho;

Aos meus superiores da Divisão de Ciências Atmosféricas (CTA/IAE/ACA), Sr. Luiz Carlos Castro, Sr. Roberto Lage Guedes e Dr. Luiz Augusto Toledo Machado, pelo total apoio durante o ano de 2002;

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão da bolsa de estudos no período de março de 1998 a março de 2002;

Ao Dr. Edson Paulino Rocha, pela disposição e boa vontade em me ensinar a utilizar o MCGA do CPTEC/COLA;

À turma de doutorado: Alexandre Casseb, João Carlos Carvalho, Júlio Tota, Luiz Cândido, Maurício Bolzan, Rita Valéria Andreoli, pela amizade, união e pelas agradáveis discussões científicas;

À Secretaria da PGMET (Lilian, Laurenn, Andrielli), pelo competente apoio durante todos os anos de doutorado;

Ao grupo de previsão climática do CPTEC (Hélio, Christopher, Sanches, Lincon, Nuri), por disponibilizarem os resultados da rodada longa;

A Wagner Soares, por disponibilizar as saídas dos modelos do IPCC;

À minha esposa, Eunice, e à minha filha, Isabela, pelo constante apoio, carinho, amor e compreensão.



## RESUMO

Realiza-se um estudo de modelagem para avaliar as consequências climáticas de alterações da vegetação do Nordeste brasileiro (NEB). Utiliza-se o MCGA do CPTEC/COLA. Na parte I, mantêm-se os biomas fixos durante toda a integração. No controle, o NEB é coberto por caatinga. No experimento de desertificação, converte-se a caatinga do NEB para solo nu; no de conversão em florestas, para florestas tropicais. Cada experimento consiste em 5 rodadas de 1 ano. Em média anual, regionalmente, a desertificação leva a um enfraquecimento do ciclo hidrológico: precipitação ( $P$ ), evapotranspiração ( $E$ ) e convergência de umidade ( $C$ ) diminuem. Na conversão em florestas,  $E$  aumenta, e  $C$  e  $P$  diminuem. Em ambos os experimentos, o aquecimento diabático diminui e o adiabático aumenta. O aumento de aquecimento adiabático decorre de anomalias de subsidência concentradas em baixos níveis. Nos níveis abaixo de 850 mb, ocorrem anomalias de divergência atmosférica e de umidade; acima, de convergência. A redução de  $C$  provém de intensas anomalias de divergência de umidade nos níveis abaixo de 850 mb. Em grande escala, em ambos os experimentos, os impactos não ficam confinados ao NEB, mas se estendem para outras regiões. A conclusão final da parte I é que o clima do NEB é sensível a mudanças extremas de sua cobertura vegetal, particularmente à desertificação. Na parte II, modificam-se os biomas de acordo com as condições climáticas. Para relacionar clima e vegetação, desenvolve-se um modelo de vegetação potencial (MVPot) que é acoplado assincronamente ao MCGA do CPTEC/COLA. A partir de médias mensais de precipitação e temperatura, o MVPot diagnostica o bioma em equilíbrio com esses valores. O MVPot consegue representar a distribuição dos principais biomas tanto em escala global quanto para o Brasil e, como aplicação imediata, utiliza-se o MVPot para avaliar o efeito de mudanças climáticas globais (futuras e passadas) na distribuição de biomas do Brasil. Na parte II, realizam-se 3 experimentos: controle, deserto e floresta. No controle, integra-se o MCGA por 10 anos utilizando o mapa de biomas potenciais (não há mudança de biomas durante toda a integração). No deserto e na floresta, os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e então se inicia a integração; os biomas são atualizados a cada 3 anos com o uso do MVPot. Após 5 iterações (15 anos de integração), atingem-se os estados de equilíbrio climático. Os biomas e o clima da última iteração são tomados para análise. O experimento de floresta leva ao estado de equilíbrio atual; o de deserto, a um novo estado, no qual parte da Amazônia é substituída por savanas, aparece semi-deserto na zona mais árida do NEB e a Mata Atlântica se estende ao norte. Os ecossistemas nativos do Brasil vêm sendo degradados. Nesse contexto, os resultados deste trabalho permitem elaborar a seguinte hipótese: no NEB e na Amazônia, a ação antrópica e as mudanças climáticas globais agiram, conjuntamente, para levar o sistema climático a um estado de equilíbrio mais seco que o atual.



# CLIMATIC CONSEQUENCES OF VEGETATION CHANGES IN NORTHEAST BRAZIL: A GCM SIMULATION STUDY

## ABSTRACT

The climatic impacts of large scale vegetation changes in Northeast Brazil (NEB) are assessed using the CPTEC/COLA AGCM. The study is divided in two parts, I and II. In part I, the biomes are kept unchanged during all the integration. Three 5-year integrations are performed. In the control run, NEB is covered by its natural vegetation (caatinga); in the desertification (D) and afforestation (A) runs, caatinga is replaced, over all NEB, by desert and tropical forest, respectively. On annual average, regionally (i.e., averaged over NEB area), desertification leads to a weakening of the hydrological cycle: precipitation ( $P$ ), evapotranspiration ( $E$ ) and moisture convergence ( $C$ ) decrease. In the afforestation run,  $E$  increases while  $C$  and  $P$  decrease. In both runs (D and A), diabatic heating decreases; to keep the atmospheric energy balance, adiabatic warming increases, and this increase is related to subsidence anomalies which are larger at the lower levels and reach a maximum at around 850 mb (therefore, there are atmospheric divergence anomalies below 850 mb, and convergence anomalies above it). These anomalies are responsible for the vertically integrated moisture convergence decrease. On a larger scale, in both runs (D and A), changes are not confined to NEB. The final conclusion of part I is that climate is sensitive to large scale vegetation changes in NEB, particularly to desertification. In part II, the biomes depend on climate, and are updated during the integration. To relate climate and vegetation, a potential vegetation model (PVM) was developed, and it was asynchronously coupled to the CPTEC/COLA AGCM. In the control run, the present-day potential biomes (output of the PVM forced by the present-day climate) are kept unchanged during a 10-year integration. Two 15-year integrations using dynamic vegetation are performed (DES and FOR); in these integrations, the biome distribution is updated every 3 years (the procedure of running the atmospheric model and updating the biome distribution is called iteration). In the initial condition, all biomes (except ice) are changed to desert in DES, and to tropical forest in FOR. Five iterations are found to be enough to reach a biosphere-atmosphere equilibrium state. The biome distribution and the climate of the last iteration are analysed. The FOR simulation leads to the present-day potential biomes. The DES simulation leads to a different biome distribution and climate, i.e., a new biosphere-atmosphere equilibrium state: the eastern part of the Amazonia rainforest is replaced by savannas, a semi-desert area appears in NEB and the Atlantic rainforest (which covers the coast and the southern part of Brazil) expands northward. Currently, the natural biomes in Brazil are undergoing a process of anthropogenic environmental degradation (e.g., Amazonia deforestation and NEB desertification). The findings of the present study supports the following hypothesis: in NEB and Amazonia, human action and global climate change may act together to shift the climate over these regions to a drier biosphere-atmosphere equilibrium state.



## SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
<b>LISTA DE TABELAS</b>	
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	
<b>CAPÍTULO 1 –INTRODUÇÃO . . . . .</b>	<b>29</b>
1.1 – Parte I . . . . .	31
1.2 – Parte II . . . . .	37
<b>CAPÍTULO 2 –MECANISMOS . . . . .</b>	<b>43</b>
<b>CAPÍTULO 3 –MODELO CLIMÁTICO . . . . .</b>	<b>49</b>
<b>CAPÍTULO 4 –MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL . . . . .</b>	<b>55</b>
4.1 – Vegetação natural e climatologia . . . . .	57
4.2 – Modelo de balanço hídrico . . . . .	59
4.2.1 – Formulação . . . . .	60
4.2.2 – Desempenho . . . . .	64
4.3 – Algoritmo . . . . .	65
4.4 – Comparação . . . . .	73
4.4.1 – Análise visual . . . . .	73
4.4.2 – Análise objetiva . . . . .	74
4.5 – Sumário . . . . .	77
<b>CAPÍTULO 5 –METODOLOGIA . . . . .</b>	<b>79</b>
5.1 – Parte I . . . . .	79
5.1.1 – Mapa de vegetação . . . . .	79
5.1.2 – Simulações . . . . .	80
5.1.3 – Cancelamento do erro sistemático . . . . .	83
5.2 – Parte II . . . . .	88
5.3 – Significância estatística . . . . .	89

<b>CAPÍTULO 6 –MUDANÇAS CLIMÁTICAS REGIONAIS . . . . .</b>	<b>93</b>
6.1 – Balanço de água . . . . .	95
6.2 – Balanço de radiação à superfície . . . . .	104
6.3 – Balanço de energia à superfície . . . . .	107
6.4 – Vento no nível de referência . . . . .	109
6.5 – Razão de Bowen . . . . .	109
6.6 – Pressão à superfície . . . . .	114
6.7 – Balanço de energia atmosférico . . . . .	115
6.7.1 – Aquecimento diabático . . . . .	115
6.7.2 – Aquecimento adiabático e movimento vertical . . . . .	116
6.7.3 – Convergência de umidade . . . . .	118
6.8 – Discussão . . . . .	121
6.8.1 – Mecanismos . . . . .	122
6.8.2 – Comparação entre desertificação e conversão em florestas . . . . .	124
<b>CAPÍTULO 7 –GRANDE ESCALA . . . . .</b>	<b>127</b>
7.1 – Mudanças remotas . . . . .	127
7.2 – Circulação em baixos níveis . . . . .	130
7.2.1 – Estação úmida . . . . .	130
7.2.2 – Estação seca . . . . .	139
7.3 – Circulação em altos níveis . . . . .	141
7.4 – Média anual . . . . .	147
7.4.1 – Discussão . . . . .	151
<b>CAPÍTULO 8 –APLICAÇÕES DO MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL . . . . .</b>	<b>155</b>
8.1 – Teste de sensibilidade . . . . .	155
8.2 – Efeitos de mudanças climáticas globais na distribuição dos biomas . . . . .	156
8.3 – Aplicação à paleoecologia do Brasil . . . . .	164
8.3.1 – 21 ka (LGM) . . . . .	168
8.3.2 – 12-9 ka . . . . .	173
<b>CAPÍTULO 9 –ESTADOS DE EQUILÍBRIO CLIMÁTICO . . . . .</b>	<b>183</b>
9.1 – Biomas dos estados de equilíbrio . . . . .	183
9.2 – Clima do novo estado de equilíbrio . . . . .	188

9.2.1 – Grande escala . . . . .	188
9.2.2 – Análise regional . . . . .	194
9.3 – Discussão . . . . .	198
<b>CAPÍTULO 10 – CONCLUSÕES . . . . .</b>	<b>199</b>
10.1 – Trabalhos futuros . . . . .	207
<b>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS . . . . .</b>	<b>209</b>

## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Áreas em processo de degradação ambiental no Brasil em 1995 segundo o Ministério do Meio Ambiente. < <a href="http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/diagnosticogeral.htm">http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/diagnosticogeral.htm</a> > . . . . .	30
1.2 (a) Modelo conceitual que mostra as situações de equilíbrio do sistema biosfera-clima. $V$ e $P$ representam a cobertura vegetal (0 para desertos e 1 para florestas) e a precipitação média anual, respectivamente. A linha cheia mostra a relação entre bioma e clima derivada do modelo de vegetação potencial. A linha tracejada mostra a sensibilidade do clima a diferentes biomas ( $E$ representa as forçantes externas). (b) Instabilidade do estado C. . . . .	40
2.1 Diagrama esquemático do mecanismo de circulação (Dirmeyer e Shukla, 1996). As setas largas de cor cinza representam a convecção no Hemisfério de verão. A e B são anomalias de subsidência e ascendência, respectivamente. As linhas cheias representam o transporte de umidade que alimenta a convecção. C e D são anomalias positivas e negativas, respectivamente, do transporte de umidade. O mecanismo de circulação pode ser resumido da seguinte forma: no Hemisfério de verão, a desertificação dos subtropicais leva a uma anomalia de subsidência (A); para compensá-la, surge uma anomalia de ascendência nos trópicos (B), que é mantida por um maior consumo da umidade proveniente do Hemisfério oposto (C); resta, então, menos umidade para os subtropicais (D), diminuindo a precipitação, agravando a desertificação e fechando o loop de feedback. . . . .	46
3.1 Precipitação média (mm/dia) de DJF (a-c) e JJA (d-f); (a) e (d), rodada longa (Cavalcanti et al., 2002); (b) e (e), observado (Willmott e Matsuura, 1998); (c) e (f), diferença entre rodada longa e observado. . . . .	51

3.2	Número de MCGA do AMIP-II (eixo das ordenadas) para cada intervalo de erro sistemático de precipitação (mm/dia, eixo das abscissas). O erro sistemático é uma média em área e no tempo. As barras brancas referem-se a modelos espectrais; pretas, a modelos de diferenças finitas; e cinzas, a todos os modelos. A letra C está no intervalo de erro do MCGA do CPTEC/COLA; L, da média do conjunto de MCGA do AMIP-I (Lau et al., 1996); M, da média do conjunto de MCGA do AMIP-II; R, do MCGA do CPTEC/COLA com a alteração no parâmetro $B$ proposta por Rocha (1991). AMZ refere-se à média em área sobre a Amazônia (70°W-50°W; 10°S-Ecuador); NEB, sobre uma área que cobre o Nordeste (45°W-37,5°W; 12,5°S-5°S). (a) AMZ, DJF; (b) AMZ, JJA; (c) NEB, DJF; (d) NEB, JJA; (e) AMZ e NEB, média anual. . . . .	53
4.1	Mapa de vegetação natural. A legenda indica os tipos de vegetação conforme a Tabela 4.1. . . . .	59
4.2	Evapotranspiração potencial ( $EP$ ) e máxima ( $E_{max}$ ) em função da temperatura para as formulações de Penman-Monteith ( $EP$ , linha pontilhada; e $E_{max}$ , linha tracejada) e Thornthwaite ( $EP$ , linha sólida). . . . .	65
4.3	Média anual do grau de saturação do solo conforme: (a) Willmott et al. (1985); (b) o presente modelo. Diferença entre o presente modelo e Willmott et al. (c). . . . .	66
4.4	Média anual do grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985, eixo das abscissas) e o presente modelo (eixo das ordenadas). . . . .	67
4.5	Coefficiente de correlação linear sobre continentes entre 60°S e 70°N entre a média mensal do grau de saturação do solo de Willmott et al. (1985) e do presente modelo. . . . .	67
4.6	Grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985, linha cheia) e o presente modelo (linha tracejada) para: (a) Amazônia (70°W-50°W; 10°S-Ecuador); (b) Nordeste (45°W-40°W; 15°S-5°S). . . . .	68

4.7	Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ , $G_5$ ), em °C dia mês <sup>-1</sup> . A letra S sobre (ou ao lado de) as setas significa sim; N, não. . . . .	71
4.8	Mapa de vegetação natural (a) e potencial (b). O mapa de vegetação natural é o mesmo da Figura 4.1. . . . .	75
5.1	Áreas susceptíveis à desertificação. < <a href="http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/caracteristicasdaregiao.htm">http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/caracteristicasdaregiao.htm</a> >	80
5.2	Mapas de vegetação utilizados nos experimentos de controle (a), desertificação (b) e conversão em florestas (c). . . . .	81
5.3	Anomalias de precipitação anual (mm/ano) segundo a rodada longa. . .	83
5.4	Condição inicial dos experimentos da parte 2. Cinza escuro: gelo. Cinza claro: mesmo bioma (deserto ou floresta). . . . .	88
6.1	Anomalias de precipitação (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida (março a maio); (c) e (f), estação seca (agosto a outubro). . . . .	96
6.2	Estatística $t$ de Student para as anomalias de precipitação. O nível de teste de 1% corresponde ao valor 3,36; de 5%, 2,31; e de 10%, 1,86. . .	97
6.3	Comparação entre as anomalias de precipitação média anual (mm/dia) considerando somente os 3 membros referentes às rodadas com TSM climatológica (rodadas 1, 2 e 3) e considerando todos os membros. Sombreado indica desvio padrão superior a 1 mm/dia. (a) 3 membros, desertificação; (b) todos os membros, desertificação; (c) 3 membros, conversão em florestas; (d) todos os membros, conversão em florestas. . .	98
6.4	Erro de fechamento do balanço de água atmosférico anual (mm/dia) do controle. O erro corresponde à diferença entre a precipitação e a soma da convergência de umidade com a evapotranspiração. (a) Global; (b) América do Sul. . . . .	104

6.5	Circulação atmosférica no nível de referência (controle). (a) Média anual; (b) estação úmida; (c) estação seca. Ventos em m/s; sombreado escuro representa $\omega$ maior que $1,5 \cdot 10^{-7}$ cb/s (subsidiência); sombreado claro, menor que $-1,5 \cdot 10^{-7}$ cb/s (ascendência). . . . .	110
6.6	Anomalias de circulação atmosférica no nível de referência. (a-c) Desertificação; (d-f) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. Ventos em m/s; sombreado escuro representa $\omega$ maior que $0,5 \cdot 10^{-7}$ cb/s (subsidiência); sombreado claro, menor que $-0,5 \cdot 10^{-7}$ cb/s (ascendência). . . . .	111
6.7	Anomalias de vento zonal (linha cheia, m/s) e $\omega$ (linha tracejada, $10^{-7}$ cb/s) no nível de referência e em $10^{\circ}$ S. (a) Média anual; (b) estação úmida; (c) estação seca. A linha grossa indica o intervalo de longitudes que compreende o NEB. . . . .	112
7.1	Anomalias de evapotranspiração (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . .	131
7.2	Anomalias de convergência de umidade (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . .	132
7.3	Anomalias de aquecimento diabático ( $W/m^2$ ). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . .	133
7.4	Anomalias de $\omega$ médio entre 850 e 200 mb ( $10^{-5}$ cb/s). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	134

7.5	Relação entre anomalias de $\omega$ médio entre 850 e 200 mb ( $10^{-5}$ cb/s, abscissas), e aquecimento diabático ( $W/m^2$ , ordenadas) entre $40^{\circ}S-10^{\circ}N$ e $60^{\circ}W-20^{\circ}W$ .(a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	135
7.6	Relação entre anomalias de precipitação ( $W/m^2$ , abscissas) e aquecimento diabático ( $W/m^2$ , ordenadas) entre $40^{\circ}S-10^{\circ}N$ e $60^{\circ}W-20^{\circ}W$ .(a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	136
7.7	Isolinhas de magnitude das anomalias de vento em 850 mb, na estação úmida, para o experimento de desertificação. O sombreado representa a razão entre a magnitude do vento divergente e a do vento rotacional. As maiores magnitudes da componente divergente na faixa tropical, e a predominância da componente rotacional fora dessa faixa, são características encontradas, também, para outras situações. . . . .	137
7.8	Anomalias de divergência atmosférica ( $10^{-7}s^{-1}$ ) em 850 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	142
7.9	Mesmo da Figura 7.8, porém para 700 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	143
7.10	Mesmo da Figura 7.8, porém para 200-300 mb (altos níveis). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	144
7.11	Anomalias de circulação (m/s) e de geopotencial (m) em 850 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	145

7.12	Mesmo da Figura 7.11, porém para 700 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	146
7.13	Anomalias de temperatura (K) na camada 500-200 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	148
7.14	Mesmo da Figura 7.11, porém para a camada 500-200 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. . . . .	149
8.1	Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual (K): (b) -2; (c) -4; (d) -6; (e) +2; (f) +4; (g) +6. Mantém-se a precipitação inalterada. (a) Mapa atual de vegetação potencial. . . . .	157
8.2	Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual (mm/dia): (b) -0,2; (c) -1; (d) -3; (e) +0,2; (f) +1; (g) +3. Mantém-se a temperatura inalterada. (a) Mapa atual de vegetação potencial. . . . .	158
8.3	Anomalias de temperatura (a-c, K) e precipitação (d-f, mm/dia) média anual de 2070-2099 em relação a 1961-1990. (a) e (d) CGCM2; (b) e (e) CSIRO-Mk2; (c) e (f) HADCM3. . . . .	165
8.4	Mesmo que a Figura 8.4, porém restrito à América do Sul. . . . .	166
8.5	Anomalias de precipitação média anual (mm/dia) da integração de 100 anos considerando um acréscimo de 1% de CO <sub>2</sub> por ano. As anomalias referem-se à média da última década (dos 100 anos de integração) em relação ao controle. Os modelos fazem parte do Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). . . . .	167
8.6	Biomass potenciais para as condições climáticas atuais (a) e para 2070-2099 (b-d). (b) CGCM2; (c) CSIRO-Mk2; (d) HADCM3. . . . .	168
8.7	Mesmo que a Figura 8.6, porém restrito à América do Sul. . . . .	169

8.8	Vegetação no LGM segundo Ray e Adams (2001). . . . .	173
8.9	Vegetação da Amazônia no LGM com base na teoria dos refúgios. . . .	174
8.10	Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual (mm/dia): (b) -1; (c) -2; (d) -3. Em (b-d), a anomalia de temperatura média anual é de 6 K. (a) Mapa atual de vegetação potencial.	175
8.11	Vegetação no LGM segundo van der Hammen e Hooghiemstra (2000). . .	176
8.12	Possíveis rotas de migração (A e B) para táxons de floresta tropical durante o Quaternário. A área de estudo está no Vale do Rio Icatu. . .	178
8.13	Localização das zonas de convergência no verão. (a) Dias atuais; (b) 12-9 ka. . . . .	179
8.14	Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual e sazonalidade da precipitação. As anomalias de temperatura (K) são de zero (b,e), -2 (c,f) e -4 (d,g). Em (b-d), a precipitação do mês de abril é mantida durante todo o ano (abril perpétuo). Em (e-g), mantém-se a precipitação de abril em NDJFMA; e de junho em MJJASO. (a) Mapa atual de vegetação potencial. . . . .	180
8.15	Vegetação do Sul e Sudeste do Brasil entre 10-7 ka segundo Ledru et al. (1998b). . . . .	181
9.1	Valores de $\kappa$ global em função da iteração: (a) $\kappa$ calculado em relação ao mapa de vegetação potencial; (b) calculado comparando-se com o bioma da iteração anterior. Na legenda, D se refere ao experimento de deserto; F, ao de floresta. . . . .	185
9.2	Mapas de vegetação. (a) Vegetação potencial; (b) e (c), biomas da última iteração com condição inicial de desertos e florestas, respectivamente. . .	186
9.3	Mapas de vegetação. (a), (b) e (c), mesmo que 9.2; (d) e (f), locais onde há diferença entre vegetação potencial e bioma da última iteração com condição inicial de desertos e florestas, respectivamente (em cor bege). . .	187

9.4	Resumo esquemático do escoamento em 850 e 700 mb. Na região D, a circulação ciclônica ocorre ao redor de uma baixa (note que a circulação tem o mesmo padrão tanto em 850 quanto em 700 mb). . . . .	191
9.5	Anomalia média anual de precipitação (a, mm/dia), evapotranspiração (b, mm/dia), convergência de umidade (c, mm/dia), aquecimento diabático (d, W/m <sup>2</sup> ) e movimento vertical $\omega$ (e, 10 <sup>-5</sup> cb/s). Sombreado indica significância estatística por $t$ de Student a nível de teste de 5%. . . . .	192
9.6	Anomalia média anual de (a-c) divergência atmosférica (10 <sup>-7</sup> s <sup>-1</sup> ), e (d-f) circulação (m/s) e altura geopotencial (m). (a,d): 850 mb; (b,e): 700 mb; (c,f): 200-300 mb. Em (a-c), sombreado indica significância estatística por $t$ de Student a nível de teste de 5%. . . . .	193



## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Média anual de alguns parâmetros do SSiB ( $\alpha$ é o albedo; $z_0$ , o comprimento de rugosidade; e $\vartheta$ , a fração de cobertura vegetal). . . . .	50
4.1 Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994). Os nomes usados neste trabalho seguem, quando possível, Dorman e Sellers. . . . .	56
4.2 Concordância entre mapas de acordo com a estatística $\kappa$ (Monserud e Leemans, 1992). . . . .	76
4.3 Desempenho do MVPot. . . . .	76
5.1 Características das rodadas realizadas para cada experimento da parte I.	82
5.2 Significância estatística no teste do sinal (para 5 realizações). $N_+$ é o número de anomalias positivas. . . . .	90
6.1 Impactos regionais (isto é, integrados sobre a área do NEB) da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO). $P$ : precipitação (mm/dia); $E$ : evapotranspiração (mm/dia); $C$ : convergência de umidade (mm/dia); $R$ : “runoff” (mm/dia); e $W_1$ , $W_2$ e $W_3$ : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camada do solo (%), respectivamente. . . . .	100
6.2 Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO). $e$ : evapotranspiração (mm/dia); os subscritos $v$ e $s$ referem-se às áreas vegetadas e de solo nu, respectivamente; os subscritos $con$ e $sim$ referem-se ao controle e à simulação, respectivamente; na desertificação, $I = -(\vartheta_v \delta e)_{con}$ e $II = e_{s, sim} - e_{s, con}$ ; na conversão em florestas, $I = (\vartheta_s \delta e)_{con} - (\vartheta_s \delta e)_{sim}$ e $II = e_{v, sim} - e_{v, con}$ ; $\vartheta$ : fração de área; e $\delta e = e_v - e_s$ . Veja o texto para maiores explicações sobre os termos $I$ e $II$ . . . . .	102

6.3	Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO). $\alpha$ : albedo (%); $n$ : nebulosidade (%); $T$ : temperatura (K); $SW \downarrow$ , $SW \uparrow$ e $\Delta SW$ : onda curta incidente, emergente e saldo ( $W/m^2$ ), respectivamente; $LW \downarrow$ , $LW \uparrow$ e $\Delta LW$ : onda longa incidente, emergente e saldo ( $W/m^2$ ), respectivamente; $Rn$ : saldo de radiação ( $W/m^2$ ); e os subscritos <i>sfc</i> , <i>atm</i> e <i>top</i> referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente. . . . .	106
6.4	Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO). $H$ : fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ ); $LE$ : fluxo de calor latente ( $W/m^2$ ); $p$ : pressão à superfície (mb); $T$ : temperatura (K); $UR$ : umidade relativa (%); $u$ : vento zonal (m/s); $v$ : vento meridional (m/s); $Q$ : aquecimento diabático ( $W/m^2$ ); $-\overline{\omega S_p}$ : aquecimento adiabático ( $W/m^2$ ); e os subscritos <i>sfc</i> e <i>ref</i> referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente. . . . .	108
6.5	Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO) na velocidade vertical $\omega$ ( $10^5$ cb/s). <i>ref</i> é o nível de referência. . . . .	118
6.6	Impactos da desertificação nos termos <i>I</i> e <i>II</i> ( $10^4$ g/kg/dia), e em $C$ (mm/dia). As anomalias de $C$ são entre o nível e o nível acima (por exemplo, o valor de $C$ que está na linha de 850 mb refere-se à camada entre 850 e 700 mb). As colunas 2-4 referem-se à média anual; 5-7, à estação úmida; e 8-10, à seca. <i>ref</i> é o nível de referência. . . . .	120
6.7	Mesmo que a Tabela 6.6, mas para conversão em florestas. . . . .	120
8.1	Emissões de alguns gases para o ano de 2100 para os cenários SRES-A2 e B2 (IPCC, 2001). . . . .	159
9.1	Características das anomalias em cada região. Anomalias significativas (nível de teste de 5%) pelo teste t de Student estão indicadas pela letra S (entre parênteses). . . . .	190

9.2 Anomalias regionais.  $P$ : precipitação, mm/dia;  $E$ : evapotranspiração, mm/dia;  $C$ : convergência de umidade, mm/dia;  $R$ : “runoff”, mm/dia;  $W_1$ ,  $W_2$  e  $W_3$ : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camada do solo (%), respectivamente;  $\alpha$ : albedo (%);  $n$ : nebulosidade (%);  $T$ : temperatura (K);  $SW \downarrow$  e  $SW \uparrow$ : onda curta incidente e emergente ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $LW \downarrow$  e  $LW \uparrow$ : onda longa incidente e emergente ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $\Delta SW$  e  $\Delta LW$ : saldo de onda curta e longa ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $Rn$ : saldo de radiação ( $W/m^2$ );  $H$ : fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ );  $UR$ : umidade relativa (%);  $u$ : vento zonal (m/s);  $v$ : vento meridional (m/s);  $Q$ : aquecimento diabático ( $W/m^2$ ); e os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera e nível de referência, respectivamente. . . . . 195



## CAPÍTULO 1

### INTRODUÇÃO

O centro-norte do Nordeste brasileiro (NEB) é uma área continental localizada entre as latitudes 1°S e 12°S. Devido a essas características, poder-se-ia esperar que a precipitação do NEB fosse alta, semelhante à observada, média zonal, na faixa equatorial (entre 1500 e 2000 mm anuais). No entanto, o clima do NEB é semi-árido: em geral, a precipitação anual é inferior a 800 mm (inclusive, existe uma ampla região onde é inferior a 500 mm), concentrada em um quadrimestre, de fevereiro a maio, quando se favorece o transporte vertical de umidade (Marques et al., 1983). A estação chuvosa ocorre quando a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) atinge a sua posição mais austral. A transição entre a Amazônia<sup>1</sup> e o NEB é caracterizada por um forte gradiente zonal de precipitação (em torno de 1 mm/km, podendo chegar a 2 mm/km). Quanto às temperaturas médias mensais, o NEB possui valores altos e de pouca variação sazonal (entre 23 e 26°C). Para uma revisão mais detalhada do clima do NEB, recomenda-se Cervený (1998). Ao contrário da Amazônia, coberta por floresta tropical, o NEB é coberto, essencialmente, por caatinga, bioma característico de zonas semi-áridas.

Um grave problema ambiental que vem ocorrendo em áreas do NEB é a desertificação (Figura 1.1). A desertificação pode ser definida como a degradação da terra - isto é, perda de fertilidade dos solos, queda de produtividade primária e redução da oferta de recursos hídricos - em regiões áridas e semi-áridas, decorrente de variações climáticas e atividades humanas. A zona semi-árida do Brasil - definida como aquela cuja precipitação anual é inferior a 800 mm - totaliza cerca de 928 mil km<sup>2</sup>. As áreas mais secas da zona semi-árida - isto é, aquelas cuja precipitação anual é inferior a 500 mm - totalizam cerca de 309 mil km<sup>2</sup>, e são as mais susceptíveis à desertificação. Segundo Sá et al. (1994), cerca de 66% do semi-árido mais seco (portanto, 22% do semi-árido) sofre forte degradação. Além dessas áreas de degradação difusas, cobrindo uma grande extensão espacial, existem 4 áreas de intensa degradação, chamados núcleos de desertificação: Gilbués (PI), Irauçuba (CE), Seridó (RN) e Cabroró (PE). Os núcleos de desertificação totalizam cerca de 19 mil km<sup>2</sup>. Portanto, pode-se concluir que a área em processo de desertificação é considerável.

Segundo Ferreira et al. (1994), a principal causa da desertificação do NEB, da

---

<sup>1</sup>Daqui em diante, Amazônia refere-se às terras baixas amazônicas.



Fig. 1.1 – Áreas em processo de degradação ambiental no Brasil em 1995 segundo o Ministério do Meio Ambiente. <<http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/diagnosticogeral.htm>>

mesma forma que em outras partes do mundo, é o uso da terra inadequado (por exemplo, sobrepastoreio, desmatamento e práticas agrícolas inadequadas, o que favorece a erosão e o assoreamento dos rios), muitas vezes decorrente de políticas de desenvolvimento imediatistas. As consequências são várias: perda de biodiversidade, diminuição de terras produtivas, empobrecimento da população local e migração compulsória para centros urbanos. Devido a essas consequências - danosas ao meio ambiente, à sociedade e à economia - o Ministério do Meio Ambiente vem, desde 1996, formulando e implementando políticas de controle da desertificação (Ministério do Meio Ambiente, 1997).

Embora esteja alcançando dimensões preocupantes, a degradação ambiental parece não ter afetado o regime de precipitação do NEB<sup>2</sup>. Silva et al. (1998), utilizando séries

<sup>2</sup>Na região equatorial, pode-se considerar a precipitação como a principal variável que caracteriza

temporais longas (de 1911 a 1996) de 88 postos pluviométricos distribuídos pelo NEB, mostraram que a variabilidade da precipitação anual do NEB não deve estar associada à degradação sofrida por seus biomas. Em 90% dos postos, a precipitação manteve-se decrescente no período de 1911-1950 (fato já observado por Hastenrath e Heller, 1977) e crescente de 1950-1992 (fato já observado por Hastenrath e Greischar, 1993), levando a tendências não estatisticamente significativas ao se considerar o período total (1911-1992). Portanto, pode-se concluir que, considerando o NEB como um todo, as observações não mostram tendências que justifiquem a influência da desertificação no regime de precipitação. **No entanto, se a degradação ambiental continuar, levando a uma desertificação de grande escala do NEB, a precipitação - ou, de forma mais geral, o clima - seria afetado?**

**O objetivo geral do trabalho consiste em realizar um estudo de modelagem da interação biosfera-atmosfera no NEB, visando verificar os efeitos da vegetação no clima.** Em modelos atmosféricos, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (ou desacoplado), no qual os biomas são mantidos fixos e forçam a atmosfera; e bidirecional (ou acoplado), no qual os biomas podem ser modificados de acordo com as condições climáticas. Na interação biosfera-atmosfera unidirecional, realizam-se estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas; na bidirecional, procura-se determinar as situações de equilíbrio - instável ou estável - do sistema biosfera-atmosfera. O trabalho compreende duas partes, denotadas por I e II. Enquanto a parte I refere-se à interação biosfera-atmosfera unidirecional, a parte II refere-se à bidirecional. Nas próximas seções, detalha-se cada uma das partes.

## **1.1 Parte I**

A parte I trata da interação biosfera-atmosfera unidirecional, ou seja, durante a integração numérica do modelo climático utilizado, mantêm-se os biomas fixos, mesmo que as condições climáticas não sejam favoráveis à sua manutenção. Utiliza-se a interação unidirecional para estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas, ou seja, procura-se responder à seguinte questão: se a vegetação de uma certa região for alterada por ação antrópica ou natural e essa alteração for mantida, quais seriam os impactos no clima? Avaliam-se os impactos através da comparação do clima gerado com a vegetação natural (controle), com o gerado com o novo tipo

---

o clima (em latitudes médias, além da precipitação, a temperatura do ar à superfície também é importante).

de vegetação (simulação)<sup>3</sup>. Neste trabalho, conforme apresentado anteriormente, a questão é: quais seriam as consequências climáticas de uma desertificação de grande escala do NEB?

A questão sobre as consequências climáticas de uma desertificação do NEB pode ser vista, também, como parte de um questionamento mais geral - o da sensibilidade do clima às condições de superfície. Nesse caso, não se enfoca, especificamente, um tipo de alteração (ou conversão) de vegetação, mas se consideram perturbações em relação à vegetação natural. No caso do NEB, além do cenário de degradação da vegetação nativa (por exemplo, desertificação), deve-se considerar um cenário no qual a vegetação nativa é substituída por outra de maior porte. Por exemplo, através do plantio de árvores<sup>4</sup>, que é uma estratégia de recuperação de áreas degradadas, podem-se imaginar cenários de savanas e, numa situação extrema, florestas tropicais cobrindo o NEB.

Investigar os efeitos climáticos de um plantio de árvores no NEB possui, também, outra motivação. Desde há muito tempo, especula-se sobre as razões do clima semi-árido do NEB. Normalmente, as explicações se apóiam em aspectos da circulação geral; ou seja, o clima semi-árido do NEB seria independente de sua cobertura vegetal. No entanto, se um plantio de árvores levar a um clima mais úmido, então ficará claro que a cobertura vegetal também é um fator importante para a existência do clima semi-árido no NEB; inclusive, isso apoiaria a hipótese de que um estado climático mais úmido seria possível no NEB. Logo, daqui em diante, existe o interesse em focar não somente a desertificação, mas também o plantio de árvores, ou seja, deseja-se entender as consequências climáticas das **alterações de vegetação** do NEB.

À superfície, os balanços de energia e água estão relacionados à existência e ao tipo de cobertura vegetal. Por exemplo, enquanto as plantas conseguem extrair água do interior do solo (particularmente as árvores, que possuem um sistema radicular profundo), funcionando como fontes de umidade para o ar, o solo nu disponibiliza para evaporação somente a água do solo contida nas camadas mais próximas à

---

<sup>3</sup>Essa metodologia tem sido extensamente empregada, por exemplo, no estudo das consequências climáticas decorrentes de um desflorestamento da Amazônia (entre outros, Nobre et al., 1991). Nesses estudos, a floresta tropical original é substituída por pastagem, que é o uso de terra mais comum no cenário pós-desflorestamento.

<sup>4</sup>Em inglês, afforestation.

superfície<sup>5</sup>. Logo, na estiagem, quando a evapotranspiração é sustentada pela água do solo oriunda de camadas mais profundas, a degradação da vegetação nativa, através da retirada de plantas, procura reduzir a evapotranspiração; a substituição da vegetação nativa por uma de maior porte, através do plantio de árvores, procura aumentá-la. Para um mesmo saldo de radiação, a redução de evapotranspiração (decorrente da degradação da vegetação nativa) leva a uma maior quantidade de energia disponível para aquecimento do ar, fluxo de calor sensível e fluxo de calor do solo; o aumento (decorrente da substituição por vegetação de maior porte), a efeitos inversos. Portanto, alterações de cobertura vegetal - por exemplo, desertificação, plantio de árvores, desflorestamento, urbanização - modificam o microclima. **Os impactos no microclima seriam suficientes para afetar outras variáveis climáticas, tal como a precipitação?**

Há dois pontos de vista opostos sobre a influência das alterações de cobertura vegetal no clima (Cf. Zeng et al., 1996, p.859).

Um ponto de vista consiste em considerar que, embora haja impactos no microclima, o clima não é afetado. Por exemplo, em termos do balanço hídrico atmosférico de longo prazo ( $\Delta P = \Delta E + \Delta C$ ), não ocorreria mudança de precipitação ( $\Delta P = 0$ ): variações de evapotranspiração, que seriam esperadas como decorrentes de mudanças da cobertura vegetal, seriam compensadas por variações de convergência de umidade ( $\Delta E = -\Delta C$ ) - a circulação atmosférica agiria no sentido de atenuar os impactos. Logo, nesse ponto de vista, a sensibilidade de precipitação em relação à superfície seria muito pequena, secundária.

Outro ponto de vista consiste em considerar que não somente o microclima é afetado, mas também o clima. Nesse caso, variações de evapotranspiração não necessariamente seriam compensados por variações de convergência de umidade; ao contrário, ambos poderiam ter o mesmo sinal, intensificando os impactos na precipitação. Logo, nesse ponto de vista, haveria uma marcante sensibilidade de precipitação em relação à superfície. Por exemplo, na questão das consequências climáticas de um desflorestamento de grande escala da Amazônia, a menos de um trabalho, todos os demais apontam para uma redução de evapotranspiração em decorrência do desflorestamento (Tabela 1 de Zeng et al., 1996, p.860; Tabela 5 de McGuffie e Henderson-Sellers, 2001, p.1100). No entanto, não há consenso quanto ao papel da circulação atmosférica em atenuar ou intensificar a redução de

---

<sup>5</sup>O Capítulo 2 apresenta uma discussão mais aprofundada.

evapotranspiração, embora a maior parte dos estudos aponte para uma redução de convergência de umidade (ou seja, a circulação atmosférica agiria no sentido de diminuir a precipitação, da mesma forma que a evapotranspiração). Estudos com modelos mais simples apóiam a redução tanto de evapotranspiração quanto de convergência de umidade (por exemplo, Zeng et al.; Rocha et al., 1996 etc.).

Para investigar qual dos dois pontos de vista prevalece, ou seja, qual é a sensibilidade climática a alterações de cobertura vegetal, Modelos de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) têm sido utilizados. Para o Sahel, região semi-árida ao sul do Saara, diversos estudos utilizando MCGA (Charney et al., 1977; Sud e Fennessy, 1982, 1984; Xue e Shukla, 1993; Dirmeyer e Shukla, 1996 etc.) mostram que uma degradação da cobertura vegetal levaria à redução de precipitação. Logo, no Sahel, existe sensibilidade climática. Trata-se de uma conclusão consensual, obtida de um grande número de trabalhos utilizando diferentes MCGA. Para o NEB, enquanto os trabalhos de Sud e Fennessy sugerem que existe sensibilidade climática (uma degradação da cobertura vegetal levaria à redução de precipitação, tal como no Sahel), Dirmeyer e Shukla sugerem que não (maiores detalhes sobre esses trabalhos são apresentados nos próximos parágrafos). Os estudos são poucos e, além disso, não permitem a elaboração de conclusões consensuais. Por outro lado, os impactos do plantio de árvores no Sahel foram estudados por Xue e Shukla (1996). Os autores mostram que o plantio de árvores levaria a um aumento de precipitação. Em primeira ordem, os impactos da degradação e do plantio de árvores seriam opostos. Para o NEB, não há trabalhos, envolvendo MCGA, que estudem a sensibilidade do clima ao plantio de árvores. A seguir, analisam-se, com mais detalhe, os trabalhos que enfocam as consequências climáticas de uma degradação da cobertura vegetal no NEB.

Os trabalhos de Sud e Fennessy (1982, 1984) analisam os impactos climáticos somente para o mês de julho (verão no HN), utilizando o MCGA do Goddard Laboratory for Atmospheric Sciences (GLAS) na resolução horizontal de  $4^{\circ} \times 5^{\circ}$  e vertical de 9 níveis. No primeiro trabalho, o albedo do NEB é modificado de 14 para 30%; no segundo, os autores impõem uma evapotranspiração nula no NEB sem alteração de albedo (ou seja, mantendo o albedo de 14%). Em ambos os trabalhos, há redução de precipitação sobre o NEB (-0,5 mm/dia com aumento de albedo e -0,3 com supressão de evapotranspiração); no entanto, enquanto no primeiro há redução tanto da evapotranspiração quanto da convergência de umidade (o que apóia o ponto

de vista da existência de sensibilidade climática, ou seja, de uma intensificação de anomalias), no segundo a convergência de umidade aumenta, procurando compensar a extrema redução de evapotranspiração (o que apóia uma menor sensibilidade climática, ou seja, a atmosfera age como um mecanismo restaurador). Ambos os trabalhos foram realizados em uma época de recursos computacionais mais limitados - e isso explica porque os impactos foram avaliados para somente um mês - e da inexistência de modelos de superfície mais sofisticados (os modelos de superfície utilizados na época estão revisados em Carson, 1982).

Dirmeyer e Shukla (1996) realizaram integrações por 10 anos utilizando o MCGA do Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA) na resolução R15L18 (resolução horizontal de cerca de  $4,5^{\circ} \times 7,5^{\circ}$  e vertical de 18 níveis). Modificou-se o bioma do NEB para semi-deserto. Em média anual, não ocorrem impactos significativos na precipitação, embora haja impactos de grande magnitude - mas de pouca significância estatística - na escala sazonal: redução de precipitação nas estações úmida e seca, aumento nas de transição (a redução e o aumento parecem seguir um ciclo semi-anual). Em julho, haveria um aumento de precipitação (+0,7 mm/dia). Os autores concluem que o NEB apresenta uma pequena sensibilidade à desertificação. Durante todo o ano, à exceção de três meses, a evapotranspiração diminui; portanto, em média anual, a circulação atmosférica age como um mecanismo restaurador, procurando compensar a redução de evapotranspiração. Para realizar a interação entre superfície e atmosfera, Dirmeyer e Shukla utilizam um sofisticado modelo biofísico, o Simplified Simple Biosphere Model (SSiB; Xue et al., 1991).

Não há consenso quanto ao impacto da desertificação do NEB na precipitação: enquanto os trabalhos de Sud e Fennessy (1982, 1984) indicam uma redução, ao menos para o mês de julho, Dirmeyer e Shukla (1996) mostram que não haveria impactos em média anual e, em julho, ocorreria um aumento (embora não estatisticamente significativo). O trabalho mais recente, de Dirmeyer e Shukla, poderia ser considerado mais completo, pois os autores realizam uma integração longa e com um MCGA acoplado a um sofisticado modelo de superfície (embora a resolução seja baixa). No entanto, a conclusão obtida por Dirmeyer e Shukla - de que o clima sobre o NEB, em escala anual, apresenta uma pequena sensibilidade à desertificação - merece ser ratificada com estudos adicionais. Se, por exemplo, a desertificação leva a uma redução de precipitação (tal como no Sahel, conforme mencionado anteriormente), então essa redução, por sua vez, poderia levar a uma

redução das áreas vegetadas, agravando o processo de desertificação. Trata-se de um feedback positivo cujo acionamento depende da existência de mudanças de precipitação em escala anual. Se a conclusão de Dirmeyer e Shukla é aceita, então esse feedback positivo não seria acionado sobre o NEB. No entanto, se o acionamento ocorrer, ao contrário das previsões (ou seja, se o acionamento não for antecipado), então políticas de preservação ambiental podem ser elaboradas e implementadas com atraso, trazendo grandes prejuízos sociais. Para evitar esse erro, **há a necessidade de estudos adicionais para ratificar ou não a conclusão de Dirmeyer e Shukla.**

Nos três trabalhos mencionados, o NEB é somente uma região dentre várias estudadas. Em Sud e Fennessy (1982, 1984), estudam-se os impactos climáticos da desertificação de várias regiões semi-áridas; em Dirmeyer e Shukla (1996), os impactos da expansão de desertos. Como o enfoque dos trabalhos mencionados é global, análises aprofundadas e detalhadas não foram realizadas para o NEB. Logo, várias questões foram deixadas em aberto. Por exemplo, uma dessas questões é se a desertificação do NEB levaria a mudanças não somente regionais, mas também remotas.

É desejável que a avaliação de impactos climáticos seja feita não somente por diferentes MCGA, mas também em diferentes resoluções. Para que a ZCIT, principal reguladora da sazonalidade do NEB, seja bem representada, é necessária uma resolução horizontal superior a T42 (cerca de 2,8°). Como os três trabalhos mencionados utilizam resoluções mais baixas que T42, seria importante avaliar os impactos climáticos com o uso de resoluções mais altas.

**Na parte I, o objetivo específico consiste em realizar um estudo de modelagem, utilizando MCGA, dos impactos climáticos de uma alteração de grande escala da vegetação do NEB.** Por focar somente mudança de bioma em uma região, procura-se realizar análises detalhadas dos processos envolvidos na geração dos impactos. Além disso, da mesma forma que em Dirmeyer e Shukla (1996), utiliza-se um sofisticado modelo biofísico - o SSiB - para realizar a interação entre superfícies continentais e atmosfera. No entanto, de forma diferente de Dirmeyer e Shukla, considera-se a mudança de bioma do NEB para deserto (solo nu), não para semi-deserto. Trata-se de um cenário de degradação extrema da vegetação natural do NEB. Para contemplar o cenário com plantio de árvores, sob o mesmo princípio de adotar mudanças extremas, considera-se a conversão para floresta tropical (não

para savana). O princípio de adotar mudanças extremas (e de grande escala) é necessário para que os impactos climáticos apareçam com máxima clareza; além disso, se mudanças extremas não forem capazes de levar a impactos climáticos significativos, então se pode esperar que mudanças mais realistas (e, provavelmente, menos drásticas e de menor extensão espacial) também não serão capazes de afetar o clima. Esse princípio é frequentemente adotado em estudos de sensibilidade climática. Outra diferença em relação ao trabalho de Dirmeyer e Shukla é o uso de um MCGA de resolução mais alta (T62L28, ou seja, resolução horizontal de cerca de 2° e vertical de 28 níveis; Cf. Capítulo 3).

No Capítulo 2, apresentam-se os mecanismos básicos que procuram explicar de que modo o clima poderia ser afetado pelas alterações de vegetação em zonas semi-áridas (particularmente, enfoca-se a degradação da vegetação). Esses mecanismos são importantes na interpretação de resultados obtidos com o uso de MCGA. No Capítulo 3, apresenta-se o MCGA utilizado neste trabalho. Realizam-se três experimentos: no controle, o NEB é coberto pela sua vegetação natural (basicamente, caatinga); na desertificação, por deserto (solo nu); e, na conversão em florestas, por florestas tropicais. Detalham-se os experimentos no Capítulo 5. Apresentam-se as mudanças regionais (ou seja, circunscritas à área onde a cobertura vegetal foi modificada) e de grande escala (adjacências e outras regiões), decorrentes das alterações de vegetação no NEB, nos Capítulos 6 e 7, respectivamente. As conclusões estão mostradas no Capítulo 10.

## 1.2 Parte II

A parte II consiste em verificar os estados de equilíbrio<sup>6</sup> do sistema biosfera-atmosfera (ou bioma-clima). Por exemplo, se existe um estado de equilíbrio mais seco, então uma desertificação antropogênica pode induzir a mudança para esse estado mais seco; da mesma forma, se existe um estado de equilíbrio mais úmido, então um plantio de árvores pode induzir a mudança para esse estado mais úmido<sup>7</sup>. Para estudar a existência dessas situações de equilíbrio, estável ou instável, é necessário que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas

---

<sup>6</sup>Scheffer et al. (2001) faz uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em sistemas ecológicos. Nesta seção, enfoca-se somente o equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera.

<sup>7</sup>Seja uma região que passou por um processo de desertificação antropogênica e, por isso, teve redução de precipitação. Essa redução poderia impedir o desenvolvimento da vegetação, o que sustentaria o deserto. Portanto, o novo clima não procuraria restituir o bioma original da região, ou seja, haveria uma irreversibilidade climática ao processo de desertificação, o que seria claramente catastrófico para a região. Na verdade, passou-se de um estado de equilíbrio para outro, mais seco.

possam ser modificados de acordo com as condições climáticas: trata-se de interação biosfera-atmosfera bidirecional ou acoplada. Os modelos de vegetação dinâmica mais simples são os de vegetação potencial.

Os modelos de vegetação potencial diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima. Por exemplo, dados os valores de precipitação e temperatura média anual, pode-se obter o bioma em equilíbrio com esses valores (desertos corresponderiam a baixos valores de precipitação; florestas tropicais, a altos valores de precipitação e temperatura). Obviamente, podem existir diferenças entre os biomas potenciais e os naturais (sem a influência do homem), pois o clima não é o único fator que determina o tipo de vegetação. Outros fatores, tais como a topografia, o tipo de solo, a ocorrência de queimadas, entre outros, também influenciam a distribuição de vegetação (por exemplo, na Amazônia, há ilhas de cerrado decorrentes de solos arenosos, que possuem baixa retenção de água, ou camadas impermeáveis, que dificultam o desenvolvimento do sistema radicular). No entanto, **em grande escala**, existe uma razoável correspondência entre os biomas potenciais e naturais; e esse é o motivo pelo qual os modelos de vegetação potencial são utilizados em estudos climáticos. Na literatura, existem vários modelos de vegetação potencial; como exemplos recentes, podem-se citar Prentice et al. (1992), Haxeltine e Prentice (1996), Brovkin et al. (1997) etc. Neste trabalho, o modelo de vegetação utilizado está descrito no Capítulo 4.

Os modelos de vegetação potencial podem ser usados para avaliar os efeitos de mudanças climáticas na distribuição de vegetação. Por um lado, atualmente, há um grande interesse em estimar os impactos de mudanças climáticas globais decorrentes das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa. Os impactos climáticos seriam capazes de alterar a distribuição de vegetação no Brasil? Nesse caso, o modelo de vegetação potencial poderia diagnosticar os biomas em equilíbrio com o clima futuro predito pelos modelos climáticos mais avançados (por exemplo, IPCC, 2001); e, pela comparação com os biomas potenciais atuais, poder-se-ia ter uma estimativa do impacto das mudanças climáticas globais nos ecossistemas brasileiros. Por outro lado, o modelo de vegetação potencial poderia auxiliar no entendimento da paleoecologia do Brasil. Por exemplo, no último máximo glacial, há controvérsias sobre o grau de aridez na Amazônia (por exemplo, Ledru et al., 1998a; Colinvaux et al., 2000). Forçando o modelo de vegetação potencial com diferentes graus de aridez, pode-se obter uma distribuição de vegetação que corresponda aos dados de

paleovegetação; ou seja, pode-se estimar o grau de aridez necessário para conciliar os dados de paleovegetação. Essas aplicações do modelo de vegetação potencial (mudanças climáticas futuras e passadas) são realizadas no Capítulo 8.

Retornando à questão principal da parte II, diversos estudos de modelagem (por exemplo, Claussen, 1997; Kubatzki e Claussen, 1998), envolvendo o uso de MCGA acoplado assincronamente a modelo de vegetação potencial<sup>8</sup> (revisão em Foley et al., 2000), têm sido utilizados para determinar as situações de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera. Esses estudos têm encontrado, para algumas regiões (por exemplo, o Sahel), mesmo sob as forçantes atuais (parâmetros orbitais, concentração de gases, temperatura da superfície do mar etc.), duas soluções de equilíbrio, uma delas correspondendo ao estado encontrado atualmente. Essas situações de equilíbrio podem ser interpretadas como a intersecção da relação bioma-clima oriunda de modelos de vegetação potencial com a gerada por estudos de sensibilidade (Brovkin et al., 1998).

Na Figura 1.2a, seja  $V$  uma variável que represente os biomas (por exemplo, cobertura vegetal), sendo igual a 0 para desertos e 1 para florestas, e  $P$ , a precipitação média anual. Para cada  $P$ , existe um  $V$  de equilíbrio conforme o modelo de vegetação potencial, o que é representado pela linha cheia. As linhas tracejadas representam a sensibilidade climática a diferentes coberturas vegetais: fixa-se  $V$ , integra-se o MCGA, e obtém-se a  $P$  resultante. A intersecção entre essas duas curvas são as situações de equilíbrio do sistema acoplado bioma-clima. Nos casos I e III, há somente uma situação de equilíbrio (A e E, respectivamente). No caso II, no entanto, existem três: uma instável (C) e duas estáveis (B e D), ou seja, há múltiplas situações de equilíbrio<sup>9</sup>. O estado C é instável pois, para pequenas perturbações de  $V$  ou  $P$ , o sistema não retorna a C, mas muda para B ou D. Por exemplo, na Figura 1.2b, estando em C, seja um aumento de precipitação (C para 1); esse aumento de  $P$  leva, pelo modelo de vegetação potencial, a um aumento de  $V$  (1 para 2); esse aumento de  $V$  leva, pela sensibilidade do clima à cobertura vegetal, a um novo aumento de  $P$  (2 para 3); e assim sucessivamente, até atingir o estado D. Da mesma forma, uma redução de precipitação levaria o sistema de C para B (C-a-b-c-...-B).

---

<sup>8</sup>Dada uma distribuição global de biomas, o MCGA é integrado por alguns anos mantendo-se fixa essa distribuição; então, utilizando a climatologia obtida na integração como entrada do modelo de vegetação potencial, produz-se uma nova distribuição de biomas; com essa nova distribuição, reinicia-se a integração do MCGA, e assim sucessivamente.

<sup>9</sup>Para o Sahel, sob as forçantes atuais, haveria a possibilidade de um estado de equilíbrio climático estável mais úmido (Claussen, 1997).

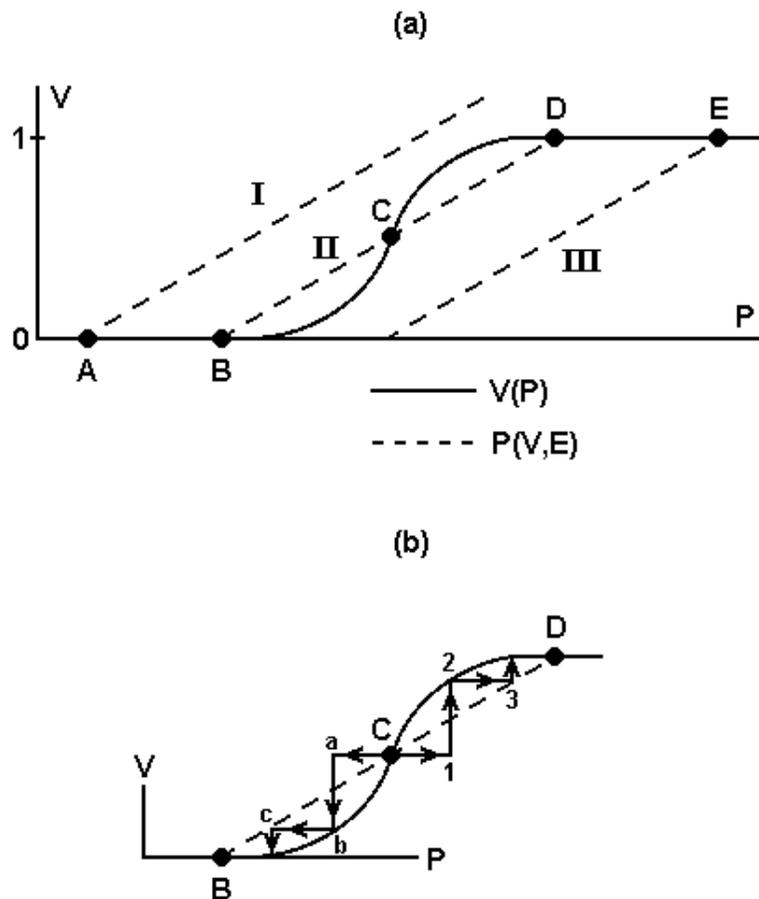


Fig. 1.2 – (a) Modelo conceitual que mostra as situações de equilíbrio do sistema biosfera-clima.  $V$  e  $P$  representam a cobertura vegetal (0 para desertos e 1 para florestas) e a precipitação média anual, respectivamente. A linha cheia mostra a relação entre bioma e clima derivada do modelo de vegetação potencial. A linha tracejada mostra a sensibilidade do clima a diferentes biomas ( $E$  representa as forçantes externas). (b) Instabilidade do estado C.

FONTE: adaptada de Brovkin et al. (1998, p.31616).

Em relação ao NEB, um fato interessante pode ser notado no trabalho de Claussen (1997, p.250). No controle (situação atual), a transição entre a Amazônia e o NEB está como floresta; na simulação (ou seja, iniciada com uma distribuição anômala de biomas), como savana. Portanto, o estudo indica que, sob condições atuais, podem existir situações de equilíbrio diferentes na região do NEB e adjacências. Esse fato não é discutido pelo autor.

**Na parte II, utiliza-se um MCGA acoplado a um modelo de vegetação**

potencial para investigar se, nas atuais condições climáticas, existiria um estado de equilíbrio na qual o NEB fosse coberto por deserto ou semi-deserto. O MCGA e o modelo de vegetação potencial utilizado neste trabalho estão descritos nos Capítulos 3 e 4, respectivamente. No Capítulo 5, apresentam-se o acoplamento entre o MCGA e o modelo de vegetação potencial, e as simulações. No Capítulo 8, realizam-se algumas aplicações do MVPot. Os estados de equilíbrio climático são obtidos e analisados no Capítulo 9. As conclusões estão mostradas no Capítulo 10.



## CAPÍTULO 2

### MECANISMOS

Alguns mecanismos têm sido propostos para explicar de que modo o clima - particularmente, a precipitação - pode ser afetado pela desertificação. Esses mecanismos são apresentados a seguir, tendo como base as revisões de Dickinson (1992, p.690-6) e Sellers (1992, p.457-60). Os mesmos mecanismos são, a princípio, aplicáveis ao plantio de árvores; para tal, basta seguir o raciocínio inverso<sup>1</sup>.

O albedo de desertos é em torno de 30%; de áreas vegetadas, entre 10 e 20%. A desertificação diminui a área vegetada; logo, o albedo aumenta. Isso levaria, outros fatores sendo iguais, a uma redução do saldo de radiação. Por um lado, isso leva a uma redução da energia estática úmida da Camada Limite Planetária (CLP), inibindo a convecção profunda (Sud et al., 1993). Por outro lado, supondo que a redução do saldo de radiação diminua o fluxo de calor sensível para a troposfera, a coluna atmosférica ficaria submetida a um resfriamento: o aquecimento diabático diminuiria. Para manter o balanço de energia atmosférico, esse resfriamento seria compensado por um aquecimento adiabático decorrente de movimento subsidente em atmosfera estaticamente estável; e essa subsidência inibiria a precipitação (Charney, 1975). Ambos os processos - doravante chamados de **mecanismo de albedo** - associam redução de precipitação a aumento de albedo. Em zonas semi-áridas, estudos com MCGA (por exemplo, Charney et al., 1977; Sud e Fennessy, 1982) têm mostrado que o mecanismo de albedo é, potencialmente, capaz de diminuir a precipitação.

As plantas conseguem extrair água de camadas mais profundas do solo, mantendo a transpiração mesmo quando a superfície do solo está seca (ou seja, a evaporação pela superfície do solo é desprezível). A desertificação diminui a área vegetada; logo, a transpiração diminui. Além disso, a desertificação diminui a interceptação, ou seja, a evaporação da água interceptada diminui. A redução tanto da transpiração quanto da evaporação da água interceptada leva, outros fatores sendo iguais, a uma redução de evapotranspiração, deixando a baixa troposfera mais seca. No desenvolvimento de sistemas convectivos sobre a região, por um lado, uma menor quantidade de vapor estará disponível para ser transportada verticalmente e gerar precipitação;

---

<sup>1</sup>Nesta seção, não se leva em conta o papel dos oceanos em amplificar a interação entre vegetação e clima. Por exemplo, Braconnot et al. (1999) mostram que pode ocorrer sinergia entre os feedbacks vegetação-atmosfera e oceano-atmosfera.

por outro lado, em uma CLP mais seca, o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) encontra-se em níveis mais altos, inibindo a convecção profunda (Sud et al., 1993). Logo, em ambos os processos, a precipitação diminui. Essa redução de precipitação, por sua vez, leva a uma redução da umidade do solo, o que tende a diminuir, ainda mais, a evapotranspiração. Experimentos com MCGA (por exemplo, Shukla e Mintz, 1982; Dirmeyer e Shukla, 1996) têm mostrado que esse feedback positivo entre precipitação e evapotranspiração - doravante chamado de **mecanismo de evapotranspiração** - tem a capacidade de influenciar, de forma significativa, a precipitação. A importância da interceptação no mecanismo de evapotranspiração está mostrada em Xue e Shukla (1993).

Áreas vegetadas possuem comprimento de rugosidade ( $z_0$ ) maior que desertos. Por exemplo, em desertos,  $z_0$  é da ordem de centímetros; em florestas, de metros. A desertificação diminui a área vegetada; logo, o  $z_0$  diminui, o que diminui a fricção mecânica na CLP. Isso leva, outros fatores sendo iguais, ao enfraquecimento da convergência de massa ao redor de núcleos de baixa pressão à superfície, inibindo a precipitação. Experimentos com MCGA (Sud et al., 1988) têm mostrado que esse mecanismo - doravante chamado de **mecanismo de rugosidade** - altera o padrão da convergência atmosférica em baixos níveis, podendo influenciar a precipitação<sup>2</sup>.

Os impactos da desertificação podem variar sazonalmente. Por exemplo, seja o verão boreal (Figura 2.1). O aquecimento solar induz convecção e ascendência na região tropical e subtropical do Hemisfério Norte (HN): a região de ascendência cobre desde 5°S até 20°N (por exemplo, Peixoto e Oort, 1992, p.158). Essa ascendência é compensada por uma subsidência no Hemisfério Sul (HS), onde o menor aquecimento solar não favorece a convecção. Trata-se da circulação de Hadley. Nessa circulação, existe uma circulação de baixos níveis que traz umidade do HS para o HN, ou seja, um fluxo de umidade que atravessa o Equador e alimenta a convecção nos trópicos e subtropicais do HN. Seja uma desertificação dos subtropicais do HN. Quando o verão boreal começa, consideremos que a ascendência é dificultada nos subtropicais do HN pelo surgimento uma anomalia de subsidência (A, Figura 2.1) decorrente, por exemplo, do mecanismo de albedo. Portanto, a ascendência passa a

---

<sup>2</sup>As alterações de  $z_0$  também podem afetar os fluxos turbulentos. Redução (aumento) de  $z_0$  está associada(o) a menor (maior) intensidade das trocas turbulentas, ou seja, tende a diminuir (aumentar) os fluxos de calor sensível e latente. Devido à relação entre  $z_0$  e fluxo de calor latente, pode-se dizer que mudanças de  $z_0$  levariam, além do mecanismo de rugosidade, a um mecanismo semelhante ao de evapotranspiração (por exemplo, menor  $z_0$  levando a menor evapotranspiração, e isso levando a menor precipitação).

se concentrar somente nos trópicos do HN, e essa ascendência se intensifica (B) para compensar a anomalia de subsidência nos subtropicais. Para alimentar essa convecção mais intensa, uma maior quantidade de umidade vinda do HS é utilizada na região tropical (C). Ou seja, menos umidade chega aos subtropicais (D), o que diminui a precipitação, agravando a desertificação e fechando o loop de feedback. Trata-se de um feedback positivo que será doravante chamado de **mecanismo de circulação**. Esse mecanismo foi proposto por Dirmeyer e Shukla (1996). Os autores mostram que esse mecanismo é fundamental para entender a variação sazonal dos impactos da desertificação em diversas regiões semi-áridas. Por exemplo, na África, existem áreas continentais nos dois Hemisférios; portanto, a desertificação nos subtropicais (tanto no HN quanto no HS) levaria a uma intensa convecção nos trópicos durante todo o ano, acarretando falta de umidade nos subtropicais durante, também, todo o ano. No sul da Ásia e na Austrália, onde existem oceanos no Hemisfério oposto, o impacto da desertificação nos subtropicais ocorreria somente no verão; no inverno, não haveria mecanismos que intensificassem a convecção nos trópicos e reduzissem nos subtropicais, ou seja, a precipitação de inverno não seria afetada.

Os mecanismos de albedo, evapotranspiração, rugosidade e circulação operariam concomitantemente, procurando reduzir a precipitação. No entanto, por outro lado, existem mecanismos restauradores que procurariam inibir essa redução. Por exemplo, redução de precipitação pode estar associada, por um lado, a menor nebulosidade, o que aumentaria a radiação solar incidente. Consequentemente, o saldo de radiação aumentaria, outros fatores sendo iguais. Isso inibiria o mecanismo de albedo, favorecendo a ocorrência de precipitação<sup>3</sup>. Por outro lado, redução de precipitação poderia estar associada a menor evapotranspiração; no entanto, ao invés de acionar o mecanismo de evapotranspiração, poderia ocorrer aumento da temperatura à superfície e do fluxo de calor sensível, o que aqueceria a baixa troposfera. Isso geraria uma baixa térmica em superfície relativamente às suas vizinhanças; associada à baixa, surgiria uma convergência de umidade em baixos níveis, favorecendo a ocorrência de precipitação. Essa cadeia de processos foi proposta por Sud e Fennessy (1984), e parece surgir em reduções extremas de evapotranspiração. Além disso, o aquecimento da baixa troposfera (devido ao aumento do fluxo de calor sensível) tornaria o perfil vertical mais instável, favorecendo a convecção.

---

<sup>3</sup>Trata-se de um feedback negativo entre nuvens (nebulosidade) e precipitação. No caso das mudanças de precipitação decorrentes de um desflorestamento da Amazônia, Zeng e Neelin (1999) mostram que esse feedback é essencial para a obtenção de anomalias mais realistas (sem o feedback, a magnitude das anomalias de precipitação seria cerca de duas vezes maior).

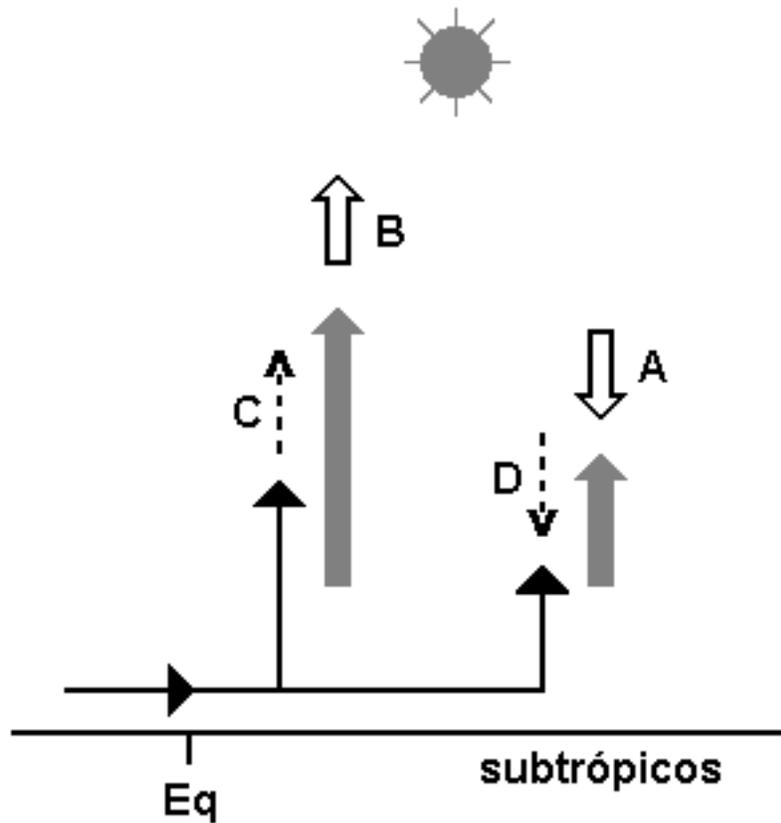


Fig. 2.1 – Diagrama esquemático do mecanismo de circulação (Dirmeyer e Shukla, 1996). As setas largas de cor cinza representam a convecção no Hemisfério de verão. A e B são anomalias de subsidência e ascendência, respectivamente. As linhas cheias representam o transporte de umidade que alimenta a convecção. C e D são anomalias positivas e negativas, respectivamente, do transporte de umidade. O mecanismo de circulação pode ser resumido da seguinte forma: no Hemisfério de verão, a desertificação dos subtrópicos leva a uma anomalia de subsidência (A); para compensá-la, surge uma anomalia de ascendência nos trópicos (B), que é mantida por um maior consumo da umidade proveniente do Hemisfério oposto (C); resta, então, menos umidade para os subtrópicos (D), diminuindo a precipitação, agravando a desertificação e fechando o loop de feedback.

Em resumo, existem três mecanismos básicos que procuram explicar de que forma a desertificação pode levar a uma redução de precipitação. Os mecanismos estão associados a mudanças de albedo, evapotranspiração e rugosidade. O aumento de albedo, ou a diminuição da evapotranspiração, ou a diminuição de  $z_0$  iniciam uma cadeia de processos que tendem a diminuir a precipitação. Além disso, existe um

mecanismo, que envolve a circulação de Hadley, para explicar os impactos sazonais de precipitação. Por outro lado, existem também mecanismos restauradores que procuram inibir a redução de precipitação, favorecendo a sua ocorrência. Estudos com MCGA indicam que, de fato, os mecanismos apresentados podem ocorrer (Charney et al., 1977; Shukla e Mintz, 1982; Sud e Fennessy, 1982; Sud e Fennessy, 1984; Sud et al., 1988; Xue e Shukla, 1993; Dirmeyer e Shukla, 1996 etc.). No entanto, a importância dos mecanismos não é uniforme, mas varia conforme a região.



## CAPÍTULO 3

### MODELO CLIMÁTICO

O modelo climático utilizado em ambas as partes, I e II, é o MCGA do CPTEC/COLA. Kinter et al. (1997) descrevem as suas principais características, e Bonatti (1996) introduz as modificações em relação ao MCGA original do COLA. Utiliza-se a resolução T62L28: 28 níveis na vertical e truncamento triangular na onda zonal de número 62, o que gera uma resolução horizontal de cerca de 2°. Essa resolução é adequada para representar de forma mais precisa a ZCIT, que é um dos principais reguladores do ciclo sazonal do NEB.

No modelo, precipitação é gerada por condensação de grande escala ou por convecção profunda. A condensação de grande escala é tratada de forma muito simples. Quando a umidade relativa em um nível excede o seu valor de saturação (isto é, umidade relativa superior a 100%), o excesso de vapor passa para a fase líquida e se precipita. O cálculo é feito do nível mais alto do modelo para o mais baixo, incluindo a possibilidade da fase líquida evaporar nos níveis intermediários. O esquema de convecção profunda do modelo é o de Kuo (1974), modificado por Anthes (1977). No esquema de Kuo, ocorre convecção profunda quando, em uma coluna atmosférica instável, a soma entre convergência de umidade e evapotranspiração é positiva; e essa soma é dividida em umedecimento da coluna e precipitação. Essa partição é feita a partir de um parâmetro, chamado de  $B$ . O modelo utiliza a modificação de Anthes, na qual o parâmetro  $B$  é uma função da umidade relativa.

O modelo biofísico do MCGA do CPTEC/COLA é o SSiB (Simplified Simple Biosphere), que foi desenvolvido por Xue et al. (1991). O SSiB é uma simplificação do SiB (Simple Biosphere model, Sellers et al., 1986). O SSiB é um “big leaf model” que calcula os balanços de energia e água à superfície. Os experimentos de Xue et al. mostram, tanto em experimentos off-line, quanto acoplados com MCGA, que os resultados utilizando o SSiB e o SiB são semelhantes. Uma das virtudes dos modelos biofísicos, além da representação mais detalhada dos processos de superfície, é realizar uma partição de energia mais realista (por exemplo, Sato et al., 1989).

Em regiões continentais, para cada ponto de grade, um bioma é especificado. A classificação de biomas segue Dorman e Sellers (1989). No Capítulo 4, a classificação de biomas está apresentada. Cada bioma possui um conjunto de parâmetros físicos,

morfológicos e fisiológicos. Para fins de ilustração, na Tabela 3.1, mostram-se o comprimento de rugosidade ( $z_0$ ), a fração de cobertura vegetal ( $\vartheta$ ) e o albedo ( $\alpha$ ) para floresta tropical, savana, caatinga, semi-deserto e deserto. Enquanto  $z_0$  e  $\vartheta$  são parâmetros especificados, o albedo ( $\alpha$ ) é calculado como:  $\alpha = a_1 + b_1\mu + c_1\mu^2$ , onde os coeficientes  $a_1$ ,  $b_1$  e  $c_1$  são calibrados para cada bioma<sup>1</sup>, e  $\mu$  é o cosseno do ângulo zenital<sup>2</sup>. Os parâmetros (por exemplo,  $\alpha$ ,  $z_0$  e  $\vartheta$ ) podem variar sazonalmente; o que está apresentado na Tabela 3.1 é uma média anual.

TABELA 3.1 – Média anual de alguns parâmetros do SSiB ( $\alpha$  é o albedo;  $z_0$ , o comprimento de rugosidade; e  $\vartheta$ , a fração de cobertura vegetal).

bioma	nome	$\alpha$ (%)	$z_0$ (m)	$\vartheta$ (%)
1	floresta tropical	13	2,65	98
6	savana e cerrado	20	0,85	30
8	caatinga	23	0,24	10
9	semi-deserto	31	0,07	10
11	deserto	35	0,01	0

Recentemente, validou-se o MCGA do CPTEC/COLA para a escala climática. Realizaram-se integrações de 10 anos - de 1982 a 1991, utilizando-se TSM observada - para 9 membros, cada membro correspondendo a uma condição inicial diferente. O conjunto de todas as integrações será doravante chamada de rodada longa. As características climatológicas da rodada longa foram estudadas por Cavalcanti et al. (2002). Os autores concluem que o modelo consegue, em geral, representar as principais características climatológicas de grande escala (por exemplo, balanço de energia global, circulação média zonal, zonas de convergência etc.). Regionalmente, no entanto, há erros sistemáticos. Na Amazônia, subestima-se a precipitação; no NEB, superestima-se (Figura 3.1). Esses erros sistemáticos são mencionados em Cavalcanti et al., e os erros na Amazônia são detalhadamente discutidos em Rocha (2001). Apesar da existência desses erros, o modelo consegue representar bem a variabilidade interanual da Amazônia e do NEB (Cavalcanti, 1996; Cavalcanti et al., 1998; Marengo et al., 2002).

<sup>1</sup>O SSiB possui coeficientes para duas faixas espectrais: visível e infravermelho próximo, e para radiação direta e difusa.

<sup>2</sup>Para regiões específicas, o cálculo do albedo deve incluir outras variáveis. Por exemplo, na Amazônia, o albedo de florestas depende também da nebulosidade e da umidade do solo (Bastable et al., 1993; Culf et al., 1995).

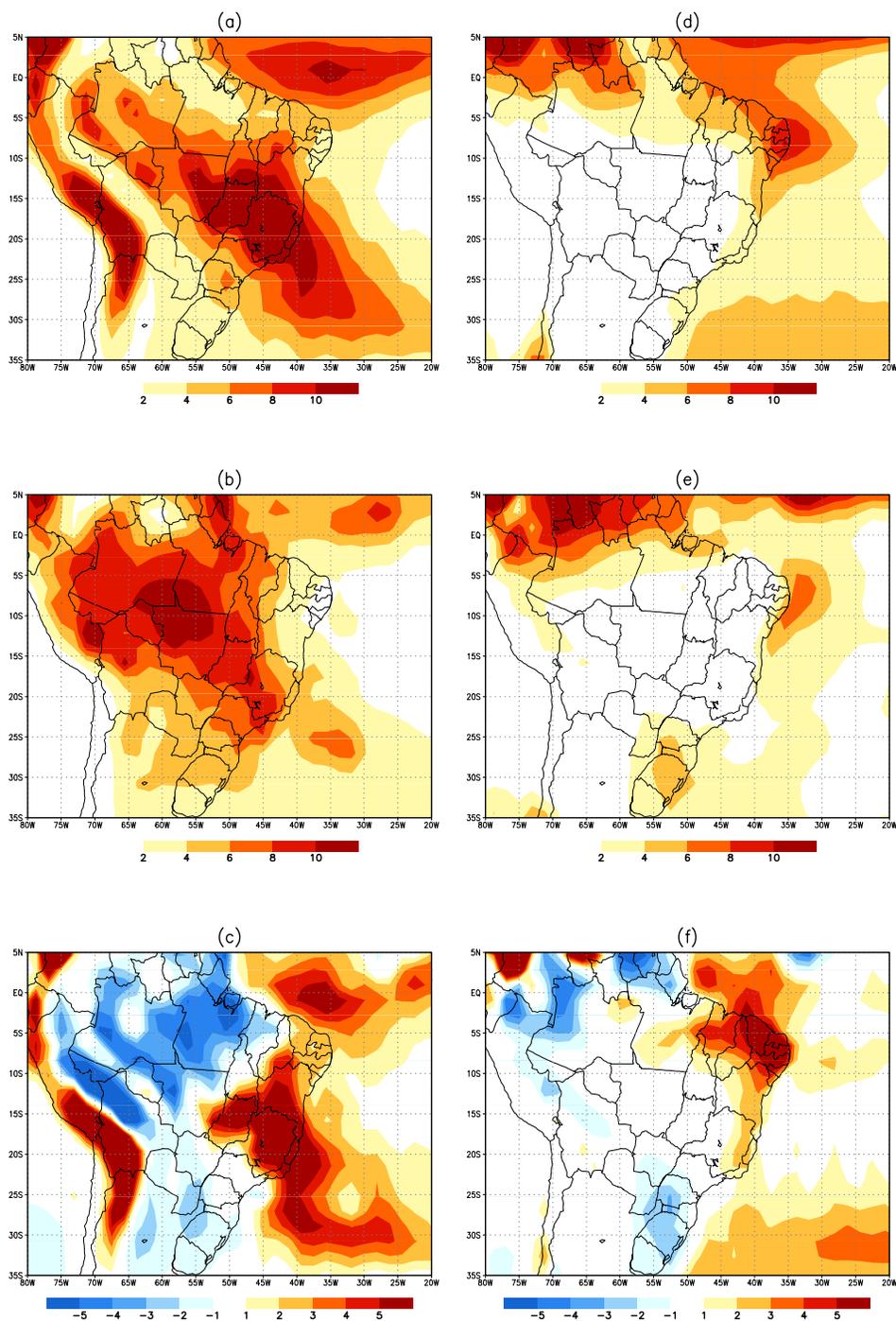


Fig. 3.1 – Precipitação média (mm/dia) de DJF (a-c) e JJA (d-f); (a) e (d), rodada longa (Cavalcanti et al., 2002); (b) e (e), observado (Willmott e Matsuura, 1998); (c) e (f), diferença entre rodada longa e observado.

A incorreta representação da climatologia de precipitação do NEB e da Amazônia parece ser uma característica comum dos atuais MCGA<sup>3</sup>. Por exemplo, um excesso de precipitação anual no NEB pode também ser encontrado na simulação de Dirmeyer e Shukla (1996), já mencionado anteriormente. Lau et al. (1996) compararam o ciclo hidrológico representado por 29 diferentes MCGA. O trabalho foi realizado no âmbito do Atmospheric Model Intercomparison Project (AMIP; Gates, 1992), Fase I (AMIP-I, 1990-1996). No verão austral, a média dos modelos mostra que a Amazônia central continua mais seca que as observações, e o NEB, mais úmido. No inverno austral, a concordância entre simulação e observação é melhor, embora a média dos modelos gere mais precipitação no Atlântico oeste próximo à costa do NEB. Na Amazônia, realizou-se uma análise do comportamento sazonal do “runoff” gerado na bacia. Os resultados mostram que grande parte dos MCGA subestimam o “runoff” em relação ao observado. Embora os autores sugiram que isso decorra de uma inadequada parametrização do armazenamento de água subterrânea, cremos que seja decorrente, simplesmente, da subestimativa de precipitação. Ou seja, cremos que a subestimativa de “runoff” confirma a tese de que a precipitação na Amazônia é subestimada pela maior parte dos modelos. Erros na precipitação na Amazônia também são encontrados nas Reanálises do NCEP e ECMWF (Rocha, 2001).

Da fase 2 do AMIP (AMIP-II) participam versões mais recentes de MCGA (1997-2001). As Figuras 3.2a-d mostram um sumário dos erros sistemáticos dos modelos do AMIP-II<sup>4</sup>, bem como da média do conjunto de modelos do AMIP-I (inferido da Figura 6 de Lau et al., 1996, p.2218) e do MCGA do CPTEC/COLA. Do AMIP-I para o AMIP-II, houve uma grande redução do erro da média do conjunto de modelos, particularmente para a Amazônia em DJF. No entanto, ainda grande parte do modelos subestima a precipitação da Amazônia (tanto em DJF quanto em julho), e há 4 modelos que superestimam, demasiadamente (erro maior que 3 mm/dia), a precipitação do NEB em DJF (esses 4 modelos são espectrais e ilustram o fato de que, em geral, os modelos de diferenças finitas levam a erros sistemáticos menores que os espectrais). Logo, os erros na precipitação de DJF do MCGA do CPTEC/COLA, para a Amazônia e o NEB, também ocorrem em outros modelos.

---

<sup>3</sup>Ainda não se sabe, exatamente, as causas desse erro. Uma possibilidade é melhorar o esquema de convecção profunda para atenuar o erro (por exemplo, Figueroa, 1997; Rocha, 2001). No verão, na climatologia observada, ZCIT e ZCAS se unem sobre a Amazônia (deixando o NEB mais seco); no MCGA do CPTEC, sobre o NEB (deixando a Amazônia mais seca).

<sup>4</sup>Os erros sistemáticos foram obtidos das climatologias disponíveis em <[http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/quick-look/iden/maps\\_mo/pr\\_maps.html](http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/quick-look/iden/maps_mo/pr_maps.html)> (precipitação) e <[http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/quick-look/iden/maps\\_mo/tas\\_maps.html](http://www-pcmdi.llnl.gov/amip/quick-look/iden/maps_mo/tas_maps.html)> (temperatura).

O MCGA do CPTEC/COLA é o único, no entanto, que mantém a superestimativa de precipitação do NEB em JJA.

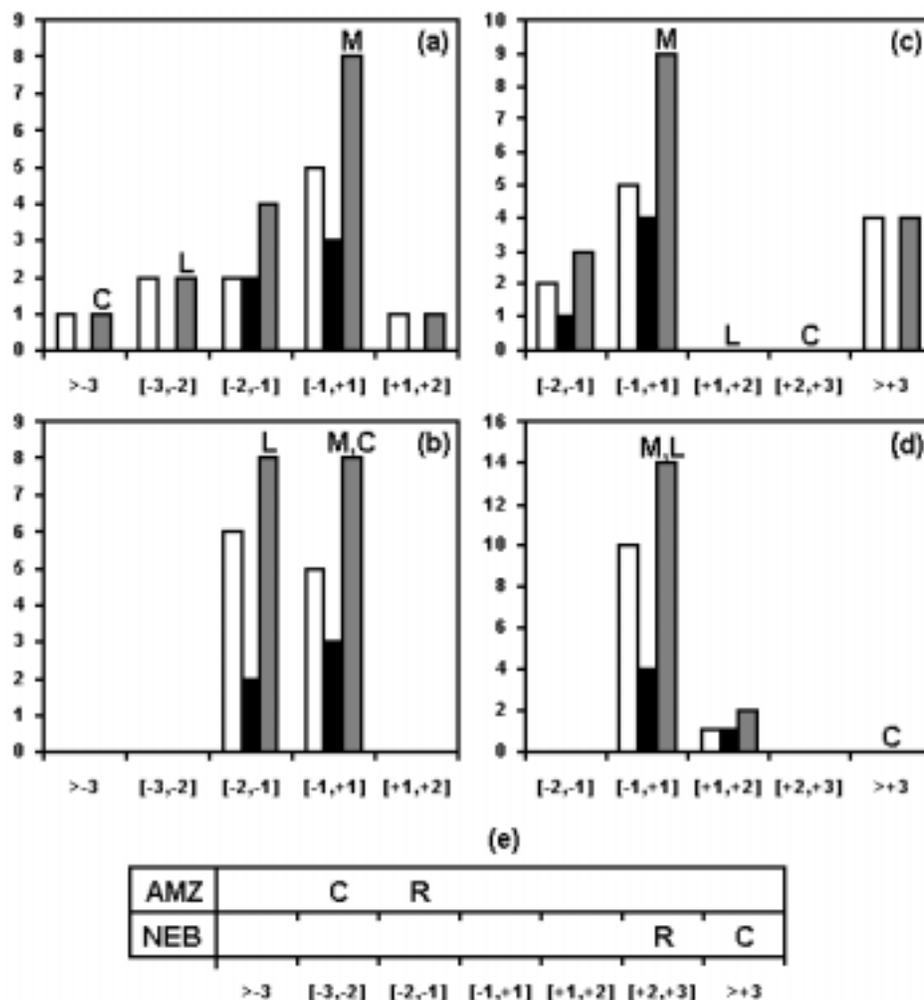


Fig. 3.2 – Número de MCGA do AMIP-II (eixo das ordenadas) para cada intervalo de erro sistemático de precipitação (mm/dia, eixo das abscissas). O erro sistemático é uma média em área e no tempo. As barras brancas referem-se a modelos espectrais; pretas, a modelos de diferenças finitas; e cinzas, a todos os modelos. A letra C está no intervalo de erro do MCGA do CPTEC/COLA; L, da média do conjunto de MCGA do AMIP-I (Lau et al., 1996); M, da média do conjunto de MCGA do AMIP-II; R, do MCGA do CPTEC/COLA com a alteração no parâmetro  $B$  proposta por Rocha (1991). AMZ refere-se à média em área sobre a Amazônia (70°W-50°W; 10°S-Ecuador); NEB, sobre uma área que cobre o Nordeste (45°W-37,5°W; 12,5°S-5°S). (a) AMZ, DJF; (b) AMZ, JJA; (c) NEB, DJF; (d) NEB, JJA; (e) AMZ e NEB, média anual.

Uma das formas de alterar a distribuição de precipitação, atenuando o erro sistemático do MCGA do CPTEC/COLA, consiste em alterar o parâmetro  $B$  do esquema de convecção profunda. Várias propostas têm sido feitas (Figuroa, 1997; Rocha, 2001). Por exemplo, a alteração de Rocha, que considera o valor mínimo de  $B$  igual a 0,2 (na formulação original, o valor mínimo de  $B$  é igual a zero), em 3 anos de simulação, leva a uma redução do erro sistemático em torno de 1 mm/dia (média anual) para a Amazônia e o NEB (Figura 3.2e). Adotaremos, no entanto, a formulação original do modelo para aproveitar a validação já realizada para o MCGA do CPTEC/COLA (Cavalcanti et al., 2002). Para adotar a alteração de Rocha, um estudo de validação (não somente regional, mas também globalmente, e envolvendo integrações numéricas mais longas) seria necessário. Atualmente, testes vêm sendo realizados no CPTEC para obter uma relação entre o parâmetro  $B$  e a umidade relativa que consiga uma maior correção do erro sistemático (S. N. Figuroa, 2002, comunicação pessoal). Por exemplo, uma idéia que vem sendo testada é a de definir  $B$  de forma diferente para oceanos e continentes.

Em síntese, o modelo atmosférico adotado neste trabalho, o MCGA do CPTEC/COLA, possui erros sistemáticos em escala regional; em particular, no NEB, que é a nossa área de interesse, o modelo superestima a precipitação; e, na Amazônia, subestima. Os erros sistemáticos no NEB (superestimativa) e na Amazônia (subestimativa) são características não somente do MCGA do CPTEC/COLA, mas também de outros modelos (embora as magnitudes sejam diferentes).

## CAPÍTULO 4

### MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL

Para estudar as situações de equilíbrio do sistema climático, necessita-se que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas (ver seção 1.2). No MCGA do CPTEC/COLA, a vegetação é estática. Para que o MCGA do CPTEC/COLA tenha uma vegetação dinâmica, o caminho mais simples consiste em acoplá-lo a um modelo de vegetação potencial (MVPot); os MVPot diagnosticam o bioma em equilíbrio com um dado clima. Neste capítulo, elabora-se um MVPot que utiliza a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989, DS89; Tabela 4.1), que é a utilizada pelo modelo de processos de superfície do MCGA do CPTEC/COLA, o SSiB.

Os MVPot encontrados na literatura utilizam outras formas de classificar a vegetação: por exemplo, Prentice et al. (1992) classificam a vegetação em 15 biomas. Portanto, para acoplar o MCGA do CPTEC/COLA a um MVPot, uma estratégia consiste em desenvolver um procedimento para converter os biomas do MVPot nos utilizados pelo SSiB. No entanto, como o procedimento de conversão introduz erros, essa estratégia diminuiria o desempenho do MVPot. Portanto, adota-se a estratégia de elaborar um MVPot que utilize a classificação de vegetação usada pelo SSiB. Ou seja, para um dado clima, o MVPot gera, como saída, um bioma pertencente à classificação de DS89.

O desempenho de um MVPot pode se referir a duas escalas diferentes. Em escala global, um bom desempenho significa reproduzir as características principais da distribuição global de biomas. Esse desempenho tem sido atingido pelos MVPot atualmente utilizados (por exemplo, BIOME: Prentice et al., 1992). Em escala regional, no entanto, esses MVPot apresentam algumas deficiências. Por exemplo, na América do Sul, o BIOME, que tem sido amplamente utilizado em estudos climáticos (por exemplo, Claussen, 1997), não reproduz os campos nos Pampas e subestima a área de caatinga no NEB. Nos Pampas, devido ao seu clima úmido, os campos são substituídos por florestas. No NEB, exceto em sua zona mais árida, a caatinga é substituída por savanas; o comportamento no NEB é particularmente sensível a como a transição entre savanas e caatinga é definida. Esses dois problemas podem ocorrer em qualquer MVPot (não somente no BIOME), e são enfocados neste capítulo.

TABELA 4.1 – Classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). A tradução das características de cada bioma, apresentadas em Dorman e Sellers, segue Francis (1994). Os nomes usados neste trabalho seguem, quando possível, Dorman e Sellers.

bioma	características	nome usado neste trabalho
1	árvores perenifólias com folhas largas	floresta tropical
2	árvores caducifólias com folhas largas	floresta temperada
3	árvores com folhas largas e árvores com folhas aciculadas	floresta mista
4	árvores perenifólias com folhas aciculadas	floresta boreal
5	árvores caducifólias com folhas aciculadas	floresta de lariços
6	árvores de folhas largas e gramíneas	savana (cerrado)
7	somente gramíneas (perene)	campos extratropicais (campos, pradarias, estepes)
8	arbustos com folhas largas e gramíneas perenes	caatinga
9	arbustos com folhas largas e solo nu	semi-deserto
10	arbustos e árvores anãs com musgos, líquens, gramíneas e ervas baixas	tundra
11	solo nu	deserto
12	trigo de inverno e árvores caducifólias com folhas largas	cultivos agrícolas
13	gelo perpétuo	gelo

Resumindo, os objetivos deste capítulo são: primeiro, desenvolver um novo MVPot que utiliza a classificação de biomas de DS89, assim permitindo vegetação dinâmica em MCGA que tenham o SiB ou SSiB como modelo de superfície; segundo, mantendo um bom desempenho em escala global, corrigir dois problemas de MVPot para a América do Sul: nos Pampas, a atribuição de florestas onde deveria existir campos; e, no NEB, a atribuição de savanas onde deveria existir caatinga. No Capítulo 8, como uma aplicação imediata, o MVPot é utilizado no estudo de mudanças globais e paleoecologia do Brasil.

Procura-se elaborar um MVPot simples. Na seção 4.1, apresentam-se o mapa de

vegetação natural e os dados climáticos, a partir dos quais elabora-se o MVPot. Na seção 4.2, descreve-se o modelo de balanço hídrico utilizado para gerar algumas variáveis de entrada do MVPot. Descreve-se o MVPot na seção 4.3. Avalia-se o desempenho do MVPot (em relação ao mapa de biomas naturais, que é tomado como referência) na seção 4.4. Na seção 4.5, apresenta-se um sumário sobre o MVPot. O MVPot apresentado neste capítulo é um melhoramento do proposto por Oyama e Nobre (2001), e está descrito em Oyama e Nobre (2002). O acoplamento com o MCGA do CPTEC/COLA está apresentado no Capítulo 5.

#### **4.1 Vegetação natural e climatologia**

O mapa de vegetação natural - ou seja, o que não leva em conta as alterações antropogênicas da vegetação - baseia-se, principalmente, no mapa de vegetação observada de DS89, o qual é utilizado nas integrações operacionais do MCGA do CPTEC/COLA. Cabe salientar, no entanto, que o mapa de vegetação observada não pode tomado como de vegetação natural, pois os cultivos agrícolas são considerados. Além disso, o mapa de vegetação observada possui algumas deficiências; por exemplo, no Brasil, a Mata Atlântica e os Pampas não são representados. Portanto, para obter o mapa de vegetação natural, outros mapas, tais como o de Eyre (1968), Matthews (1983), Defries e Townshend (1994) e mapas de vegetação mais detalhados do Brasil (IBGE) e da Argentina foram utilizados. A correspondência entre os tipos de vegetação do mapa de Matthews e os de DS89 segue Sellers et al. (1994). A classificação de Eyre é muito semelhante à de DS89.

A obtenção do mapa de vegetação natural é feita em várias etapas. As principais estão descritas a seguir.

- A princípio, os biomas seguem DS89.
- Os cultivos agrícolas são substituídos pelos biomas do mapa de Eyre (1968) onde a orografia é inferior a 1,5 km, e pelos do mapa de Matthews (1983) onde é superior.
- Os desertos e semi-desertos seguem Defries e Townshend (1994).
- A floresta de Miombo é substituída por savanas, conforme sugerido por Eyre (p.224).

- A extensa região de caatingas nas latitudes médias da América do Norte é substituída por semi-desertos, conforme sugerido pelo mapa de Eyre.
- Na região subtropical austral da África, a caatinga segue Matthews.
- Nas adjacências do Saara, a caatinga segue Matthews e Eyre.
- Na parte leste da África, os desertos e semi-desertos seguem Eyre.
- Nas latitudes médias e altas da Eurásia, os biomas seguem Eyre.
- A Mata Atlântica, o Chaco, os Pampas e a Patagônia seguem mapas detalhados do Brasil<sup>1</sup> e da Argentina<sup>2</sup>.

O mapa de vegetação natural está mostrado na Figura 4.1. Nota-se que a Mata Atlântica<sup>3</sup> está classificada da mesma forma que a floresta Amazônica (floresta tropical). Rigorosamente, somente a floresta ombrófila densa da Mata Atlântica, localizada próxima ao litoral brasileiro, poderia estar sob a mesma classificação que a floresta Amazônica. As outras formações (de maior escala) que compõem a Mata Atlântica - floresta ombrófila com Araucária (Mata de Araucária), e florestas estacional decidual e semidecidual - deveriam ser classificadas de forma diferente. Inclusive, do ponto de vista climático, há uma diferença entre essas formações: enquanto as florestas estacional decidual e semidecidual estão associadas a 2-3 meses de estação seca, e temperatura média de inverno entre 10 e 15°C, a Mata de Araucária está associada à ausência de estação seca e temperatura média de inverno inferior a 10°C (Tabela 1 de Ledru et al., 1998b, p.132). No entanto, a classificação de DS89 não permite, na região tropical, outra floresta além da ombrófila (densa ou aberta); por isso, todas as formações (florestais) da Mata Atlântica são classificadas, neste trabalho, do mesmo modo. O que ocorre na Mata Atlântica mostra uma limitação da classificação de DS89.

A climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar provém de Willmott e Matsuura (1998). Os dados, originalmente na resolução espacial de 0,5 graus, foram degradados para a resolução do mapa de biomas (T62, ou seja, cerca de 2°). Devido à degradação, algumas características de escala horizontal menor, tal como o máximo de precipitação na costa brasileira do Atlântico, são perdidas.

<sup>1</sup>IBGE, Atlas Nacional do Brasil, 1992.

<sup>2</sup>Por exemplo: <<http://www.misiones.gov.ar/ECOLOGIA/ecoreg.htm>>.

<sup>3</sup>Para uma discussão sobre a delimitação da Mata Atlântica, recomenda-se o documento disponível em <[http://conservation.org.br/ma/w\\_cienc.htm](http://conservation.org.br/ma/w_cienc.htm)>.

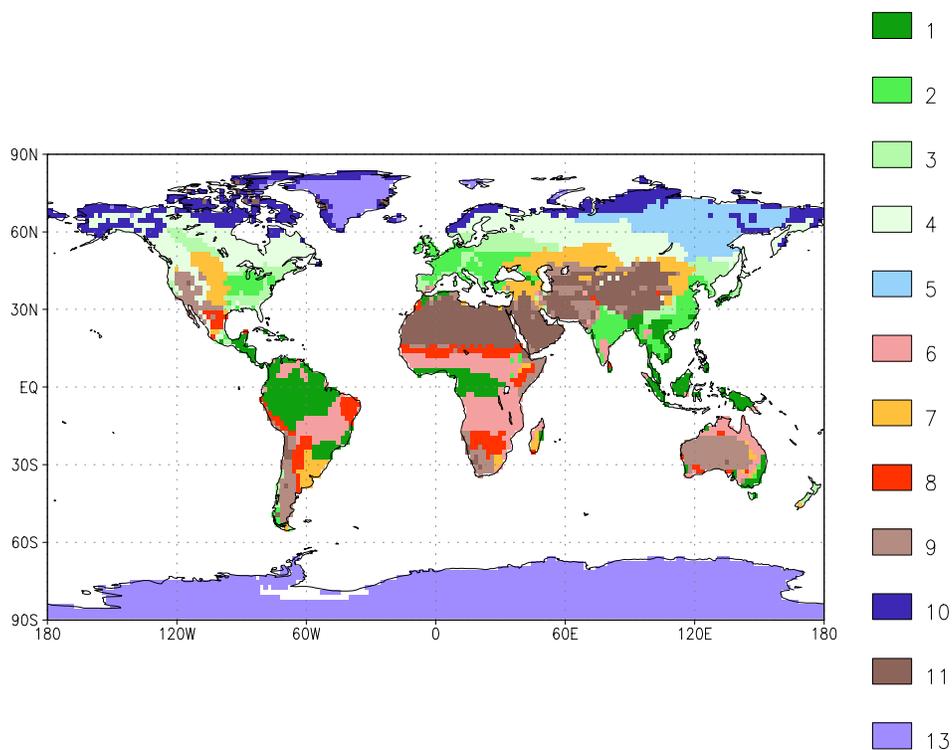


Fig. 4.1 – Mapa de vegetação natural. A legenda indica os tipos de vegetação conforme a Tabela 4.1.

## 4.2 Modelo de balanço hídrico

Na literatura, há muitos modelos de balanço hídrico (por exemplo, Willmott et al., 1985, daqui em diante W85; Mintz e Serafini, 1992; Rossato, 2001 etc.). Nesta seção, elabora-se um modelo hídrico baseado, em grande parte, em W85. No entanto, o modelo possui as seguintes diferenças em relação a W85:

- inclui-se a possibilidade de congelamento do solo (que é um processo importante em latitudes mais altas);
- utiliza-se a formulação de evapotranspiração de Penman-Monteith ao invés da de Thornthwaite (pelos motivos apresentados na subseção 4.2.1).

As informações sobre o balanço hídrico são utilizadas como entrada do MVPot<sup>4</sup>.

#### 4.2.1 Formulação

O modelo de balanço hídrico considera uma única camada homogênea de solo coberta por um único tipo de vegetação em todas as áreas continentais. Isso significa que diferentes tipos de solo e vegetação não são considerados no modelo (ao contrário, por exemplo, do modelo de Rossato, 2001). Embora pareçam um tanto irrealistas, essas hipóteses são usualmente adotadas nos modelos de balanço hídrico. A justificativa é a necessidade de uma menor quantidade de parâmetros para utilizar os modelos.

No presente modelo, adota-se que a espessura do solo ( $H_{solo}$ ) é de 1 m, e que o armazenamento máximo de água do solo é de 500 mm. Esse valor é bem superior aos encontrados na literatura; por exemplo, Mintz e Serafini (1992) utilizam 150 mm, argumentando que esse valor deve ser uma média global considerando todos os tipos de vegetação. No entanto, o valor de 150 mm parece ser muito baixo para florestas tropicais. Por exemplo, na Amazônia central, Hodnett et al. (1996) mostram que, na estação seca, a vegetação extrai água a profundidades superiores a 2 m. Para que haja uma representação melhor da quantidade de água do solo em biomas que extraem água a profundidades mais altas, tais como florestas tropicais, o valor de 500 mm é adotado. Obviamente, com isso, a evapotranspiração pode ser superestimada em climas mais secos.

O modelo considera os balanços de água e neve separadamente. As equações dos balanços são (conforme W85):

$$\frac{dS}{dt} = P_r - E - R + M \quad (4.1)$$

$$\frac{dN}{dt} = P_s - M \quad (4.2)$$

onde  $S$  é o armazenamento de água no solo;  $P_r$ , a precipitação na forma de chuva;  $E$ , a evapotranspiração;  $R$ , o “runoff”;  $M$ , o derretimento de neve;  $N$ , o armazenamento

---

<sup>4</sup>O modelo de balanço hídrico utiliza as climatologias mensais de precipitação e temperatura geradas pelo MCGA para calcular o armazenamento de água do solo e os termos do balanço de água à superfície. Como os MCGA também realizam esses cálculos, as saídas do MCGA poderiam alimentar, diretamente, o MVPot, sem necessidade de um modelo de balanço hídrico. No entanto, essa abordagem demandaria, como entrada, informações sobre evapotranspiração, que nem sempre são disponíveis e podem conter o efeito das concentrações de CO<sub>2</sub> (o que mudaria os limiares do MVPot; Cf. seção 8.2). Logo, para permitir um maior leque de aplicações, elabora-se um modelo de balanço hídrico como parte do MVPot.

de neve sobre o solo; e  $P_s$ , a precipitação na forma de neve. Podemos notar que as equações 4.1 e 4.2 estão acopladas pelo derretimento de neve.

A precipitação  $P$  é considerada chuva ou neve de acordo com a temperatura média mensal do ar ( $T$ ),

$$P = \begin{cases} P_r, & T \geq -1^\circ\text{C} \\ P_s, & T < -1^\circ\text{C} \end{cases} \quad (4.3)$$

e o derretimento de gelo é parametrizado como uma função da temperatura ( $T$ ) e da chuva ( $P_r$ ):

$$M = 2,63 + 2,55T + 0,0912TP_r \quad (4.4)$$

onde  $M$  e  $P_r$  são dados em mm/dia. As equações 4.3 e 4.4 seguem W85.

A temperatura do solo média mensal ( $T_s$ ) é calculada a partir de:

$$\frac{dT_s}{dt} = -\frac{T_s - T}{\tau} \quad (4.5)$$

$$\tau = \frac{(H_{solo})^2}{2K_s} \quad (4.6)$$

onde  $K_s$  é a difusividade térmica do solo; e  $\tau$ , a escala de tempo de equilíbrio do sistema. Adotamos o valor de  $4 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$  para  $K_s$ , conforme Garrat (1992).

Quando o solo congela, não ocorre infiltração e não há extração de água do solo pelo sistema radicular. Para que o congelamento ocorra, sabe-se que é necessário que o solo esteja a temperaturas bem inferiores a  $0^\circ\text{C}$ . Parametrizações simples do congelamento do solo - por exemplo, Viterbo et al. (1999) e Slater et al. (1998) - adotam um congelamento gradual da água do solo entre  $0$  ou  $1^\circ\text{C}$  (nenhum congelamento) e  $-3$  ou  $-4^\circ\text{C}$  (congelamento total). Adotamos um critério ainda mais simples: se a temperatura do solo for inferior a  $-2,5^\circ\text{C}$ , o solo está totalmente congelado; se acima, não há congelamento. Com esse critério, os resultados do modelo mostram que, nas regiões de solo permanentemente congelado (permafrost), o número de meses em que a camada de solo fica congelada é superior a 6 meses, o que é bastante realista.

A evapotranspiração real ( $E$ ) é calculada utilizando a equação de Penman-Monteith:

$$LE = \frac{\Delta}{\Delta + \bar{\gamma}} ED + \frac{\rho c_p e_{s,T}(1-h)}{r_a \Delta + \bar{\gamma}} \quad (4.7)$$

$$\Delta = \frac{de_{s,T}}{dT}; \quad \bar{\gamma} = \gamma \frac{r_a + r_c}{r_a}; \quad \gamma = \frac{pc_p}{L\epsilon} \quad (4.8)$$

onde  $L$  é o calor latente de vaporização;  $ED$ , a energia disponível (saldo de radiação menos o fluxo de calor do solo);  $\rho$ , a massa específica do ar;  $e_{s,T}$ , a pressão parcial de saturação à temperatura  $T$ ;  $h$ , a umidade relativa;  $r_a$  e  $r_c$ , as resistências aerodinâmica e estomática, respectivamente;  $p$ , a pressão à superfície;  $c_p$ , o calor específico do ar a pressão constante; e  $\epsilon$ , uma constante igual a 0,622.

A energia disponível (em  $\text{W}/\text{m}^2$ ) é considerada uma função linear da temperatura do ar (em  $^{\circ}\text{C}$ ):

$$ED = 2,265T + 67,588. \quad (4.9)$$

sendo os coeficientes ajustados com o uso dos valores de saldo de radiação e temperatura do ar obtidos da simulação climática (10 anos, 9 membros) do MCGA do CPTEC/COLA (Cavalcanti et al., 2002). O coeficiente de regressão ( $r^2$ ) da equação 4.9 é alto, em torno de 85%, mostrando que a formulação, embora simples, permite uma boa estimativa da energia disponível<sup>5</sup>.

Do ponto de vista observacional, os valores média anual de umidade relativa à superfície variam em torno de cerca de 60% (Peixoto e Oort, 1992). No modelo, adota-se um valor constante, igual a 60% (portanto, a umidade do ambiente se ajusta à umidade no interior dos estômatos). A resistência estomática ( $r_c$ ) é dada por:

$$r_c = \frac{r_{c,min}}{f_\delta f_w}; \quad f_\delta = 1 - C_1 \delta e; \quad f_w = \frac{1 - \exp(-C_2 w)}{1 - \exp(-C_2)}; \quad w = \frac{S}{S_{max}} \quad (4.10)$$

onde  $r_{c,min}$  é a resistência estomática mínima;  $f_\delta$  e  $f_w$  são fatores de estresse devido ao déficit de pressão de vapor ( $\delta e$ ) e ao grau de saturação do solo ( $w$ ), respectivamente;  $C_1$  e  $C_2$  são constantes; e  $S_{max}$  é o armazenamento máximo de água do solo. A formulação de  $f_\delta$  segue Sellers et al. (1986). O valor de  $C_1$  ( $0,0275 \text{ mb}^{-1}$ ) é uma média dos valores propostos, para diferentes biomas, por Dorman e Sellers

---

<sup>5</sup>Para regiões específicas, além da temperatura, necessita-se incluir outras variáveis. Por exemplo, na Amazônia, a sazonalidade do saldo de radiação média mensal (que pode ser considerada aproximadamente igual à sazonalidade da energia disponível) é de cerca de 25-30  $\text{W}/\text{m}^2$ , e a de temperatura, 1,5-2,5 $^{\circ}\text{C}$  (Culf et al., 1996). Aplicando a equação 4.9, a sazonalidade da energia disponível estaria entre 3 e 6  $\text{W}/\text{m}^2$ , o que é muito inferior ao observado. Para melhorar a estimativa, seria necessário incluir, por exemplo, a nebulosidade. Para a Reserva Ducke, em Manaus, Bastable et al. (1993) mostram que a nebulosidade é um fator importante para explicar a diferença de energia disponível entre outubro e dezembro.

(1989). A formulação de  $f_w$  e o valor adotado de  $C_2$  ( $=1,7$ ) provêm de Cox et al. (1998). A resistência aerodinâmica é considerada constante ( $=100$  s/m). A resistência estomática mínima é considerada igual à aerodinâmica.

Chamaremos de evapotranspiração **real** ( $E$ ) quando tanto  $f_\delta$  quanto  $f_w$  são levados em conta; de **potencial** ( $EP$ ) quando somente  $f_\delta$  é considerado (ou seja,  $f_w = 1$ ); e de **máxima** ( $E_{max}$ ) quando nenhum fator de estresse é considerado ( $f_\delta = f_w = 1$ ). Comparando-se a presente formulação de  $EP$  com a de Thornthwaite (Figura 4.2), que é muito utilizada em modelos de balanço hídrico, nota-se que dois problemas apontados na formulação de Thornthwaite - a grande sensibilidade da  $EP$  em relação à temperatura entre 20 e 30°C, e a ausência de  $EP$  em temperaturas inferiores a 0°C - são sanadas na presente formulação. Além disso, a  $E_{max}$  da presente formulação segue o mesmo comportamento da relação, em média anual, entre os maiores valores de precipitação ( $P_{max}$ ) e a temperatura ( $P_{max} \sim 1,5e^{T/20}$ ,  $P_{max}$  em mm/dia e  $T$  em °C, relação obtida subjetivamente com base nos dados de Willmott e Matsuura, 1998), ao contrário da formulação de Thornthwaite. Em ambas as formulações, a partir de cerca de 35°C,  $EP$  diminui com o aumento de temperatura devido a  $f_\delta$ .

Por que a grande sensibilidade da  $EP$  em relação à temperatura entre 20 e 30°C é indesejável? Nos trópicos, há uma pequena sazonalidade da temperatura do ar. Sejam duas regiões cujas temperaturas anuais estejam na faixa entre 25 e 30°C. Por simplicidade, vamos supor que a temperatura do ar seja constante ao longo do ano. Pequenas diferenças de temperatura entre as duas regiões, para uma mesma precipitação anual, podem levar a valores completamente diferentes de umidade do solo se  $EP$  é muito sensível à temperatura. Portanto, do ponto de vista de um MVPot, bruscas mudanças de biomas poderiam ocorrer devido à essa extrema sensibilidade de  $EP$  em relação à temperatura; e isso, obviamente, não é desejado (e é irrealista).

Em climas temperados, a existência de  $EP$  não nulo a temperaturas abaixo de 0°C passa a ter importância. Obviamente, a temperaturas muito abaixo de 0°C, o cálculo de  $EP$  possui menos importância porque o solo está congelado, impedindo a transpiração (mas pode haver evaporação; no entanto, essa evaporação não é levada em conta no presente modelo pois, quando o solo se congela,  $f_w$  se torna nulo, anulando  $EP$ ). Em regiões temperadas, onde a sazonalidade é grande, no inverno, temperaturas bem abaixo de zero são encontradas. Portanto, um cálculo mais cuidadoso de  $EP$  no entorno de 0°C permite um balanço de água mais realista

nas estações de transição (outono e primavera) entre o verão e o inverno.

A perda de água (“runoff”, mm/dia) é parametrizada conforme Candido et al. (2001):

$$R = aw^b; \quad a = 38; \quad b = 11. \quad (4.11)$$

O valor extremamente alto do coeficiente  $b$  indica que a perda de água será apreciável somente sob altos valores de  $w$ ; além disso, procura impedir valores de  $w$  superiores a 1.

O modelo é integrado com o passo de tempo de 1 dia. A precipitação mensal é distribuída uniformemente em todos os dias do mês. Embora isso tenda a diminuir o “runoff” e aumentar a evapotranspiração, adotamos essa metodologia na falta de mais informações. Inicialmente, calcula-se a temperatura do solo; então, o balanço de água é obtido explicitamente. Quando forçado por uma climatologia, a integração é feita até que a diferença de ciclo sazonal entre anos sucessivos seja desprezível.

#### 4.2.2 Desempenho

O desempenho do modelo é avaliado comparando-se os resultados obtidos com o balanço hídrico de W85. Para tal, utiliza-se a climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar descrita na seção 4.1.

Escolhe-se trabalhar com as regiões continentais entre 60°S e 70°N para excluir os locais onde há gelo durante todo o ano. Nessas regiões, W85 consideram o solo saturado; o modelo (pois o solo está congelado), seco. Para evitar que essa previsível diferença interfira nos resultados, escolhe-se restringir o intervalo de latitudes.

Em geral, pode-se dizer que existe uma boa correspondência entre o grau de saturação média anual do modelo e do trabalho de W85 (Figuras 4.3a, 4.3b). Em grande escala, o modelo reproduz o contraste de regiões úmidas e secas mostrada em W85. Em magnitude, as maiores diferenças (Figuras 4.3c e 4.4) ocorrem sob condições úmidas; nesse caso, o modelo gera uma menor umidade do solo que WS85. Isso deve estar associado, em parte, à parametrização de “runoff” adotada pelo modelo, que evita altos valores de umidade do solo. Na maior parte do mundo, em média anual, ocorrem diferenças, em valor absoluto, inferiores a 0,1. Durante todo o ano, há uma correlação linear (entre o grau de saturação média mensal do modelo e de W85) em torno de 0,8 (Figuras 4.5). Esse valor possui pequena variação

sazonal, indicando que o desempenho do modelo se mantém em todas as estações do ano. No Brasil, considerando a Amazônia e o Nordeste (Figuras 4.6a e 4.6b, respectivamente), existe grande concordância entre o modelo e W85.

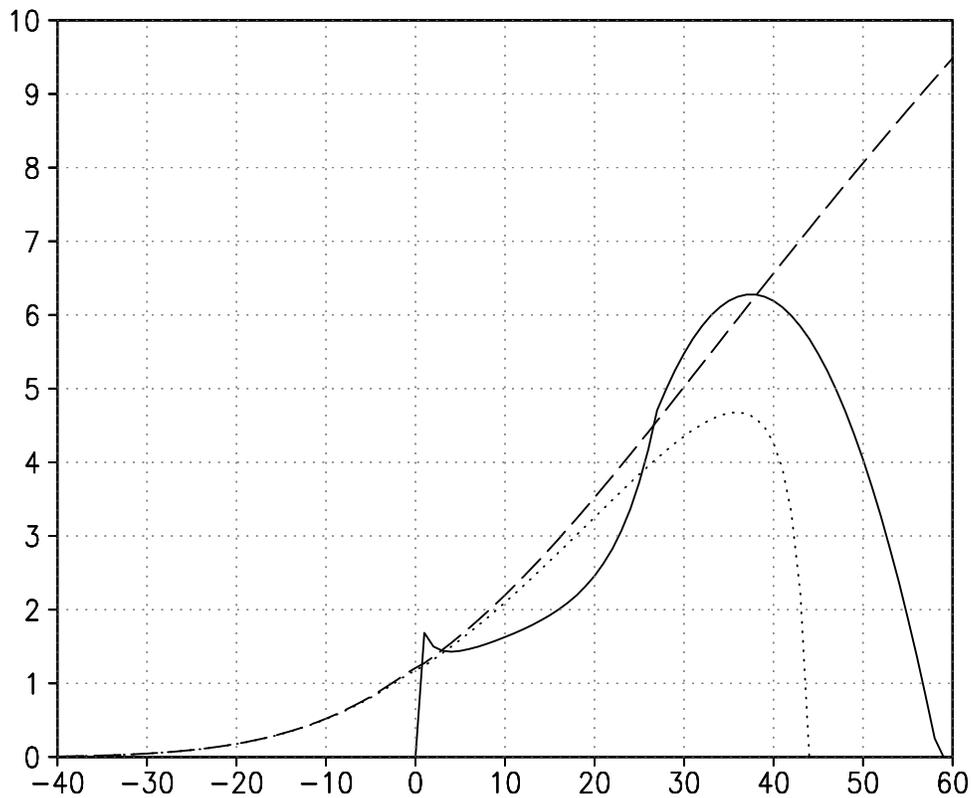


Fig. 4.2 – Evapotranspiração potencial ( $EP$ ) e máxima ( $E_{max}$ ) em função da temperatura para as formulações de Penman-Monteith ( $EP$ , linha pontilhada; e  $E_{max}$ , linha tracejada) e Thornthwaite ( $EP$ , linha sólida).

### 4.3 Algoritmo

As variáveis de entrada do MVPot estão definidas abaixo:

$$T_c = \min\{T_i\}, i = 1 \dots 12 \quad (4.12)$$

$$G_0 = \sum_{i=1}^{12} n_i F[T_i - 0] \quad (4.13)$$

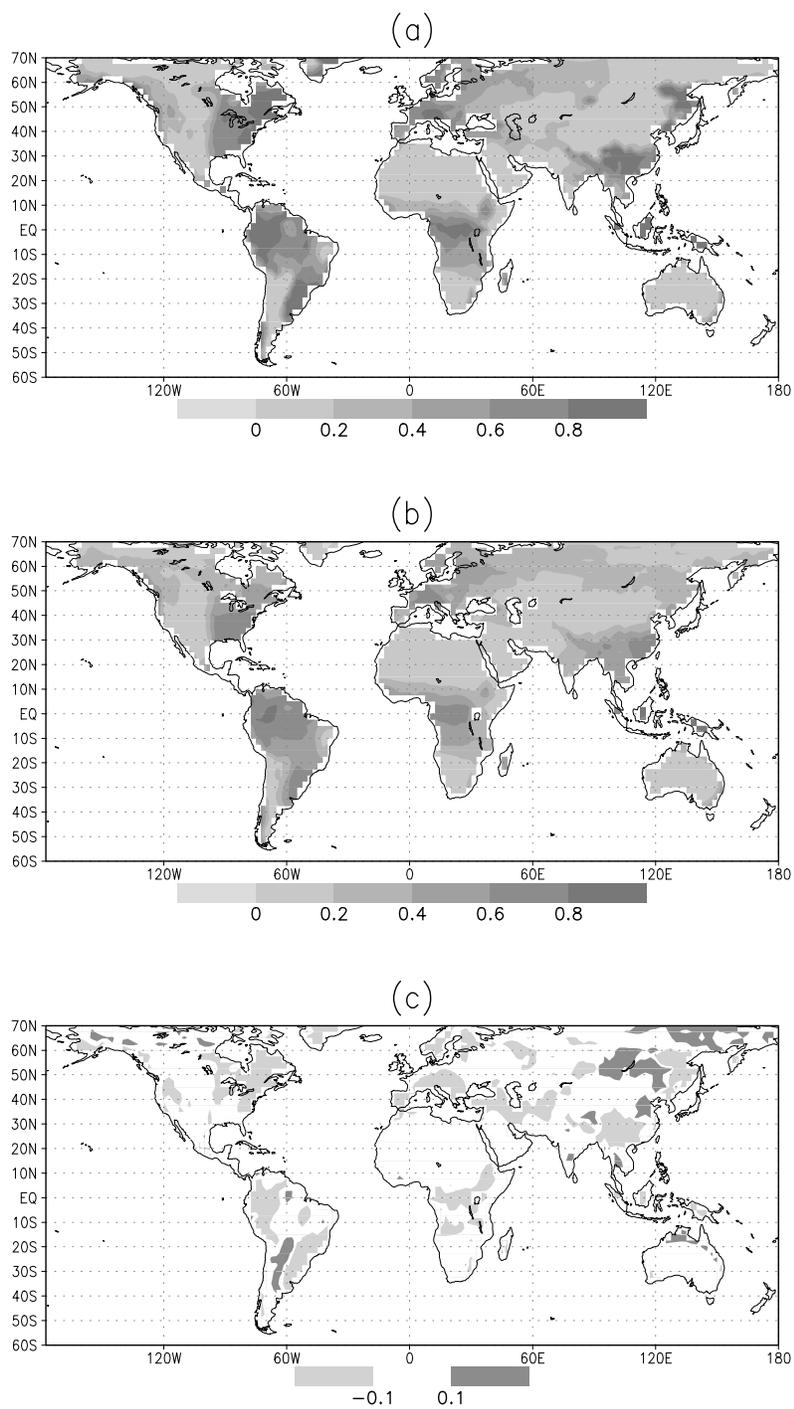


Fig. 4.3 – Média anual do grau de saturação do solo conforme: (a) Willmott et al. (1985); (b) o presente modelo. Diferença entre o presente modelo e Willmott et al. (c).

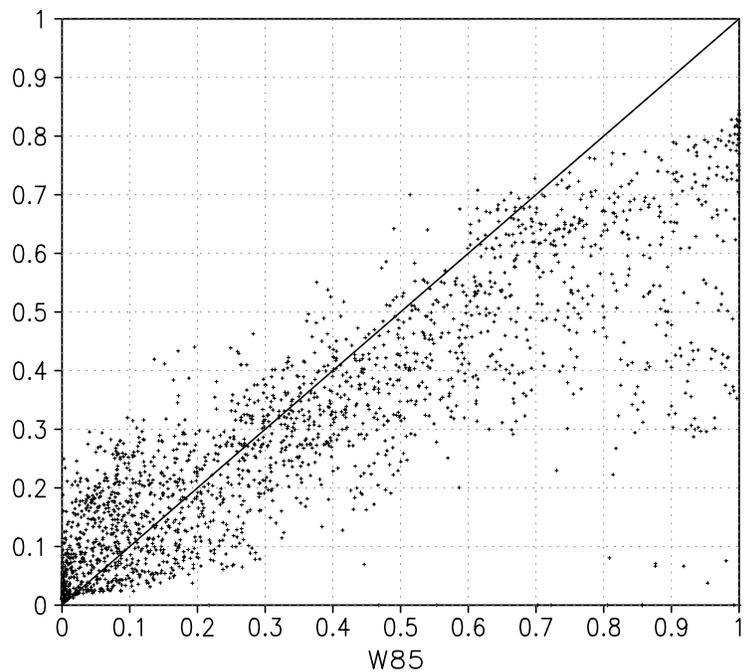


Fig. 4.4 – Média anual do grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985, eixo das abscissas) e o presente modelo (eixo das ordenadas).

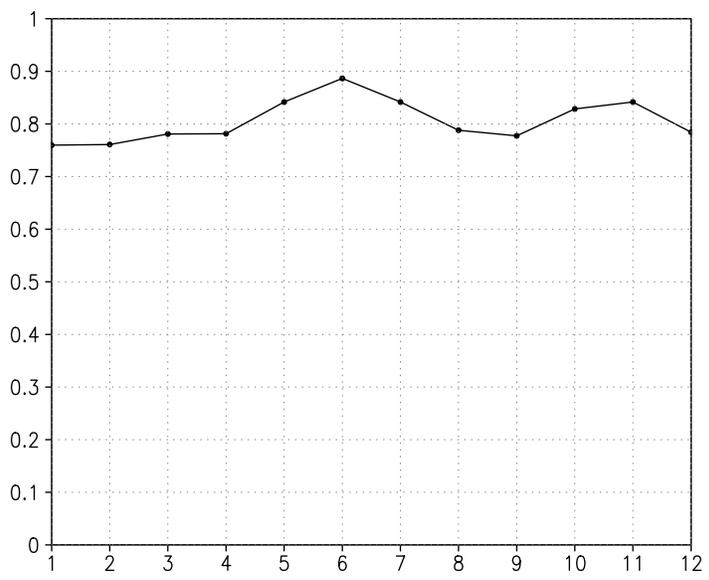


Fig. 4.5 – Coeficiente de correlação linear sobre continentes entre 60°S e 70°N entre a média mensal do grau de saturação do solo de Willmott et al. (1985) e do presente modelo.

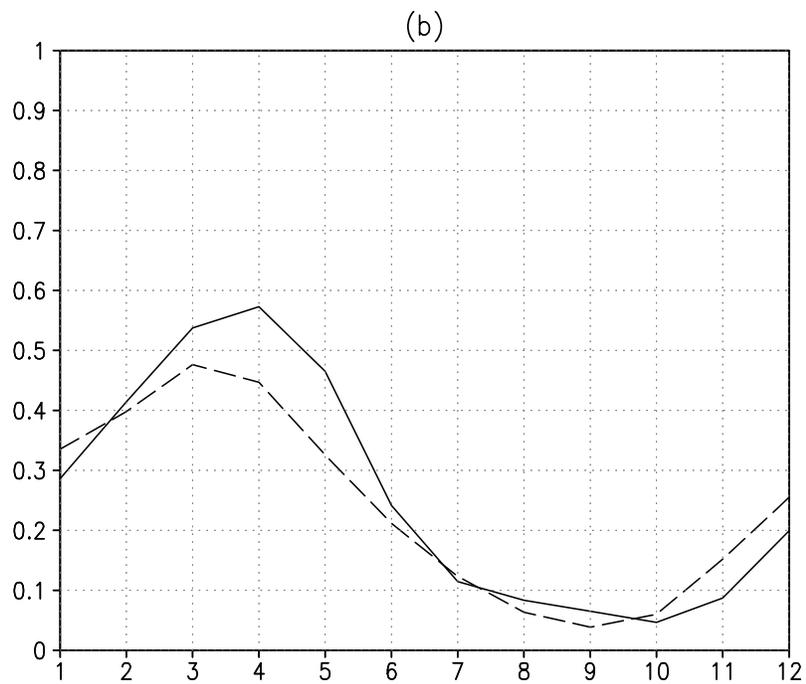
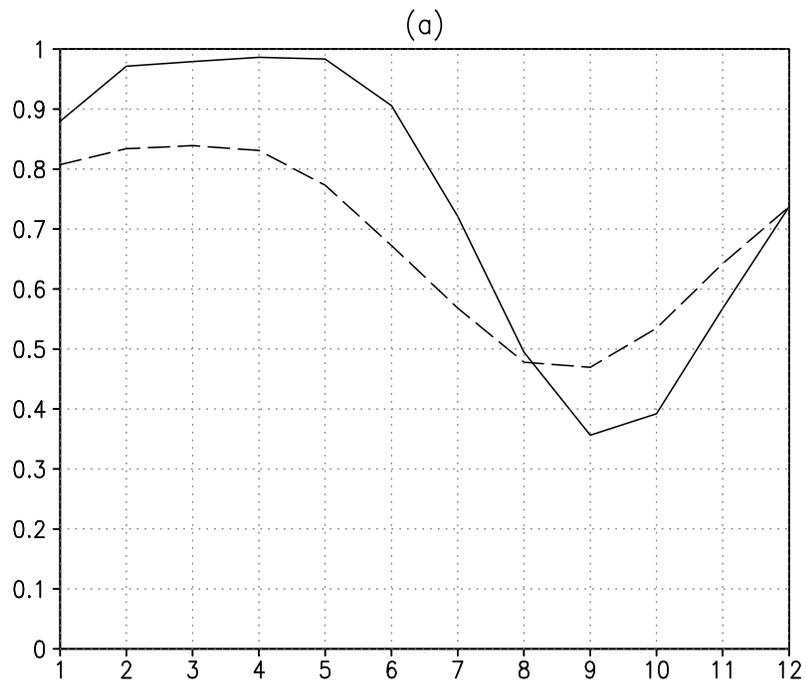


Fig. 4.6 – Grau de saturação do solo conforme Willmott et al. (1985, linha cheia) e o presente modelo (linha tracejada) para: (a) Amazônia ( $70^{\circ}\text{W}$ - $50^{\circ}\text{W}$ ;  $10^{\circ}\text{S}$ -Equador); (b) Nordeste ( $45^{\circ}\text{W}$ - $40^{\circ}\text{W}$ ;  $15^{\circ}\text{S}$ - $5^{\circ}\text{S}$ ).

$$G_5 = \sum_{i=1}^{12} n_i F[T_i - 5] \quad (4.14)$$

$$H = \frac{\sum_{i=1}^{12} g_i E_i}{\sum_{i=1}^{12} g_i E_{max,i}} \quad (4.15)$$

$$D = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{12} F[0, 5 - w_i]}{6} \quad (4.16)$$

$$F[x] = \begin{cases} x, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases} ; \quad g = \begin{cases} 1, & \text{solo sem congelamento} \\ 0, & \text{solo congelado} \end{cases} \quad (4.17)$$

onde  $G$  é o tempo térmico acumulado ( $^{\circ}\text{C dia mes}^{-1}$ ;  $G_0$ : temperatura basal de  $0^{\circ}\text{C}$ ;  $G_5$ : temperatura basal de  $5^{\circ}\text{C}$ );  $T_c$ , a temperatura do mês mais frio ( $^{\circ}\text{C}$ );  $H$ , um índice hídrico (adimensional);  $D$ , um índice de sazonalidade (adimensional);  $T$ , a temperatura média mensal ( $^{\circ}\text{C}$ );  $n$ , o número de dias do mês;  $E$ , a evapotranspiração real;  $E_{max}$ , a evapotranspiração máxima; e o subscrito  $i$  refere-se ao mês (de 1 a 12). A escolha das variáveis  $G_0$ ,  $G_5$ ,  $T_c$  e  $H$  baseia-se em Prentice et al. (1992). A variável  $D$  representa, explicitamente, a sazonalidade de água do solo, e é acrescentada para que a duração da estação seca possa ser considerada na escolha dos biomas potenciais ( $H$  leva em conta a sazonalidade implicitamente). Um baixo valor de tempo térmico acumulado (equações 4.13 e 4.14) significa que tanto período de crescimento deficiente quanto congelamento do solo e danos aos tecidos vegetais (devido a baixas temperaturas). Na equação 4.15, nota-se que as somas da razão entre a evapotranspiração real e a máxima são feitas somente para os meses de solo não-congelado, e que  $H$  varia de 0 (clima seco) a 1 (clima úmido). Na equação 4.16, nota-se que, para solos relativamente úmidos (por exemplo, com média anual de  $w$  de 0,5), quanto maior a sazonalidade, menor é o valor de  $D$ .

Para cada ponto de grade (localidade), a partir da climatologia mensal de precipitação e temperatura do ar, roda-se o modelo de balanço hídrico descrito na subseção anterior. Calculam-se, então, as variáveis de entrada do MVPot ( $G_0$ ,  $G_5$ ,  $T_c$ ,  $H$  e  $D$ ), doravante chamadas de variáveis ambientais. A partir do conjunto de variáveis ambientais, o MVPot diagnostica o bioma em equilíbrio com o dado clima, seguindo o algoritmo mostrado na Figura 4.7. Em geral, sob condições ambientais

severas, ou seja, baixos valores de tempo térmico acumulado ou índice hídrico, ocorre ausência de vegetação: desertos ou gelo. Quando as condições se tornam menos severas, embora os valores de tempo térmico acumulado ou índice hídrico ainda sejam baixos, ou a temperatura do mês mais frio seja bastante baixa, ocorrem os biomas extremos: tundra, semi-desertos e floresta de lariços. Sob condições mais amenas, ocorrem os biomas extratropicais e os tropicais. Os biomas extratropicais ocorrem sob temperaturas do mês mais frio baixas. Quando o índice hídrico é suficientemente alto, ocorrem as florestas: temperada, mista, de coníferas; quando é baixo, ocorrem os campos extratropicais. Os biomas tropicais ocorrem sob temperaturas do mês mais frio altas. Da mesma forma que no caso dos biomas extratropicais, quando o índice hídrico é suficientemente alto, ocorrem as florestas; no caso, a floresta tropical; quando é baixo, ocorrem, em ordem decrescente de índice hídrico, as savanas e as caatingas.

Os parâmetros do modelo foram ajustados para melhorar o seu desempenho. A escolha dos valores foi feita em duas etapas. A primeira é objetiva. Por exemplo, como escolher o limiar de  $H$  que separa os desertos dos outros biomas. Sabe-se que esse será um limiar superior para os desertos, e inferior para os outros biomas. A idéia consiste em escolher um limiar que minimize o número de pontos de grade com bioma 11 (deserto) acima desse limiar e o número de pontos de grade com demais biomas abaixo desse limiar. Dentre os demais biomas, o mais sensível à escolha do limiar é o bioma 9 (semi-deserto). Escolhe-se, então, os biomas 11 (deserto) e 9 (semi-deserto) para o procedimento de otimização. Calcula-se, para um dado valor de  $H$ , a porcentagem de pontos de grade com bioma 11 (deserto) acima desse valor, e a porcentagem de pontos de grade com bioma 9 (semi-deserto) abaixo desse valor. Define-se como erro a maior dentre as duas porcentagens calculadas, e escolhe-se o limiar que minimiza o erro. Portanto, o limiar é escolhido para minimizar o erro entre os biomas 9 (semi-deserto) e 11 (deserto).

Esse procedimento é utilizado para a determinação de vários limiares. Um outro procedimento consiste em adotar valores utilizados na literatura. A obtenção dos parâmetros está descrita a seguir.

- O limiar (superior) de  $G_0$  para gelo (100) e (inferior) de  $G_5$  para tundra (350) foram obtidos de Prentice et al. (1992).
- O limiar (superior) de  $H$  para desertos (0,15) foi obtido (conforme

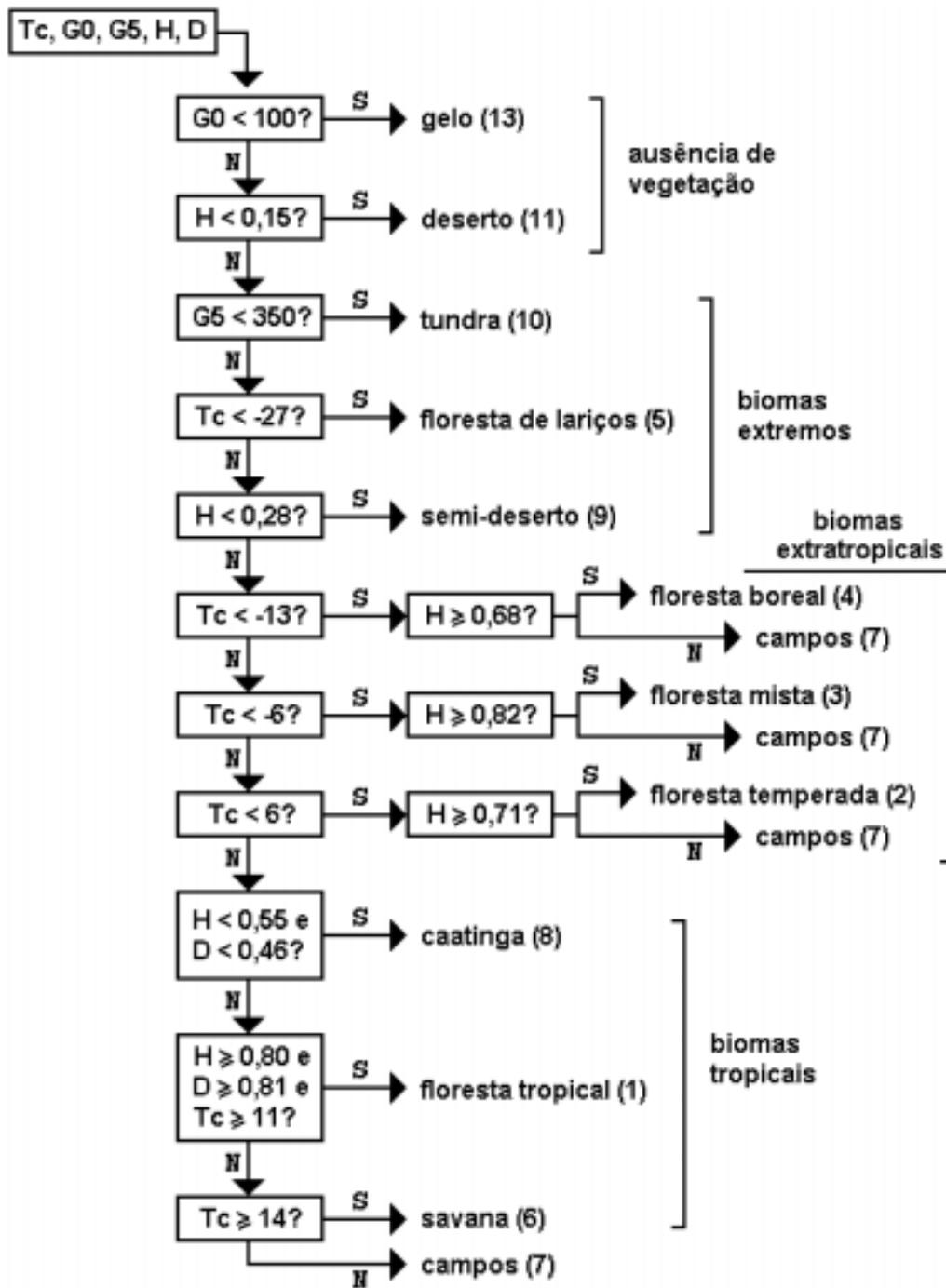


Fig. 4.7 – Algoritmo de obtenção do bioma potencial a partir das variáveis ambientais. Temperaturas são dadas em °C; tempo térmico acumulado ( $G_0$ ,  $G_5$ ), em °C dia mês<sup>-1</sup>. A letra S sobre (ou ao lado de) as setas significa sim; N, não.

mostrado anteriormente) minimizando-se o erro entre os biomas 11 (deserto) e 9 (semi-deserto).

- O limiar (superior) de  $H$  para semi-desertos (0,28) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 9 (semi-deserto) e 8 (caatinga).
- O limiar (superior) de  $T_c$  para a floresta de lariços (-27°C) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 5 (floresta de lariços) e 4 (floresta boreal).
- O limiar (superior) de  $T_c$  para a floresta de coníferas (-13°C) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 4 (floresta boreal) e 3 (floresta mista).
- O limiar de  $T_c$  para florestas mista e temperada (limiar superior para floresta mista, inferior para temperada) não foi escolhido somente com base na otimização. No caso de floresta temperada, é necessário definir um limite superior de  $T_c$ , pois, se não há limite superior de  $T_c$ , então aparecem florestas temperadas nos Pampas - pois os Pampas são muito úmidos (a falta de estresse hídrico favorece o desenvolvimento de florestas). O valor máximo (mais alto) desse limiar, que evita a substituição dos Pampas por florestas temperadas, é de 6°C. Isso elimina cerca de 30% dos pontos de grade com florestas temperadas (isto é, cerca de 30% dos pontos de grade cobertos por floresta temperada encontram-se em regiões onde  $T_c$  é maior que 6°C). Considerando que, dos 70% disponíveis, uma parte terá condições climáticas semelhantes a pontos de grade cobertos por campos (isto é, irá ser confundida com campos), deve-se procurar, ao máximo, escolher um limiar que, mesmo não sendo ótimo para a floresta mista, permita um desempenho relativamente alto para floresta temperada. Vamos considerar que a perda máxima devido ao limiar entre os biomas 2 (floresta temperada) e 3 (floresta mista) é de 10% (ou seja, somente 10% dos pontos de grade cobertos por floresta temperada encontram-se em regiões onde  $T_c$  é inferior a esse limiar). Isso leva ao limiar de -6°C. Logo, a condição necessária para se encontrar o bioma 2 (floresta temperada) é  $T_c$  estar entre -6 e 6°C.
- Os limiares (superiores) de  $H$  para os campos extratropicais (0,68; 0,82 e 0,71) foram obtidos minimizando-se o erro entre o bioma 7 (campos) e

os biomas 2 (floresta temperada), 3 (floresta mista) e 4 (floresta boreal), respectivamente.

- O limiar (inferior) de  $H$  para floresta tropical (0,80) não foi escolhido somente com base na otimização, ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 1 (floresta tropical) e 6 (savana). O valor escolhido permite uma melhor representação da floresta tropical no Brasil (o valor do procedimento de otimização, 0,78, diminui muito a área de cerrado do Brasil).
- O limiar (superior) de  $H$  para caatinga (0,55) não foi escolhido somente com base na otimização, ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 6 (savana) e 8 (caatinga). O valor escolhido - muito próximo do ótimo (0,54) - melhora o desempenho do bioma 8 (caatinga).
- O limiar (inferior) de  $T_c$  para savana (14°C) não foi escolhido somente com base na otimização, ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 6 (savana) e 7 (campos). O valor escolhido evita o aparecimento de campos espúrios na savana africana. O valor otimizado é de 17°C.
- O limiar (inferior) de  $D$  para floresta tropical (0,81) não foi escolhido somente com base na otimização, ou seja, minimizando-se o erro entre os biomas 1 (floresta tropical) e 6 (savana). O valor escolhido (muito próximo do otimizado, que é de 0,80) aumenta o desempenho do bioma 6 (savana).
- O limiar (superior) de  $D$  para caatinga (0,46) foi obtido minimizando-se o erro entre os biomas 6 (savana) e 8 (caatinga).

O conjunto de parâmetros obtido é válido para a resolução T62 (cerca de 2°). Testes (não mostrados) com dados climáticos em outras resoluções horizontais mostram que os parâmetros precisam ser modificados para manter o desempenho do MVPot.

## 4.4 Comparação

### 4.4.1 Análise visual

Inicialmente, faz-se uma análise visual. Os biomas gerados pelo modelo estão apresentados na 4.8b. Por comparação visual, pode-se notar que o modelo consegue

representar o padrão global dos principais biomas: floresta tropical na Amazônia, no Congo e na Indonésia; savanas no Brasil e na África; campos extratropicais na América do Norte (pradarias) e Eurásia (estepes); floresta temperada na América do Norte, Europa e leste da Ásia; floresta mista na América do Norte e Eurásia; floresta de coníferas na América do Norte e Eurásia; floresta de lariços no nordeste da Ásia; deserto na África (Saara), no Oriente Média (Arábia) e na Ásia Central (Gobi); semi-deserto no sul da África (Kalihari), na Austrália e na América do Norte.

Na América do Sul, o modelo consegue representar, além da Amazônia, a Mata Atlântica, o cerrado brasileiro, a caatinga no NEB e na região do Chaco, os Pampas e o semi-deserto da Patagônia.

Nos Pampas, a substituição de campos por floresta é evitada utilizando uma simples restrição: não se permite o desenvolvimento de florestas temperadas em regiões onde a temperatura do mês mais frio é maior que 6°C. Juntamente com restrições de temperatura do mês mais frio para florestas tropicais e savanas, somente campos podem ocupar os Pampas. No NEB, a substituição de caatinga por savana é evitada ajustando-se, cuidadosamente, as restrições referentes aos índices hídrico e de seca.

Como limitação, também encontrado em outros MVPot, o modelo substitui a floresta de monção na Índia e as florestas tropicais no sudeste da Ásia por savanas. Concordamos com a explicação dada por Haxeltine e Prentice (1996): nos meses de monção, há alta precipitação e alto “runoff”; no entanto, na estação seca, o solo torna-se muito seco. Essa severa estação seca leva o modelo a ocupar a região com savanas.

#### **4.4.2 Análise objetiva**

Passemos, agora, à análise objetiva. Para comparar a semelhança entre mapas de biomas, dois métodos serão usados. No primeiro, obtém-se a fração de pontos de grade (localidades) onde há concordância entre os mapas (índice de acerto, em %). No segundo, calcula-se a estatística  $\kappa$  conforme Monserud e Leemans (1992). Essa estatística quantifica a concordância entre mapas; quanto mais próximo de 1, maior é a concordância (Tabela 4.2).

Na análise objetiva, para evitar um aumento artificial do desempenho do modelo, os pontos de grade com gelo não foram considerados. O valor médio da estatística  $\kappa$  é de 0,58; portanto, o desempenho do modelo é bom (para a América do Sul, o

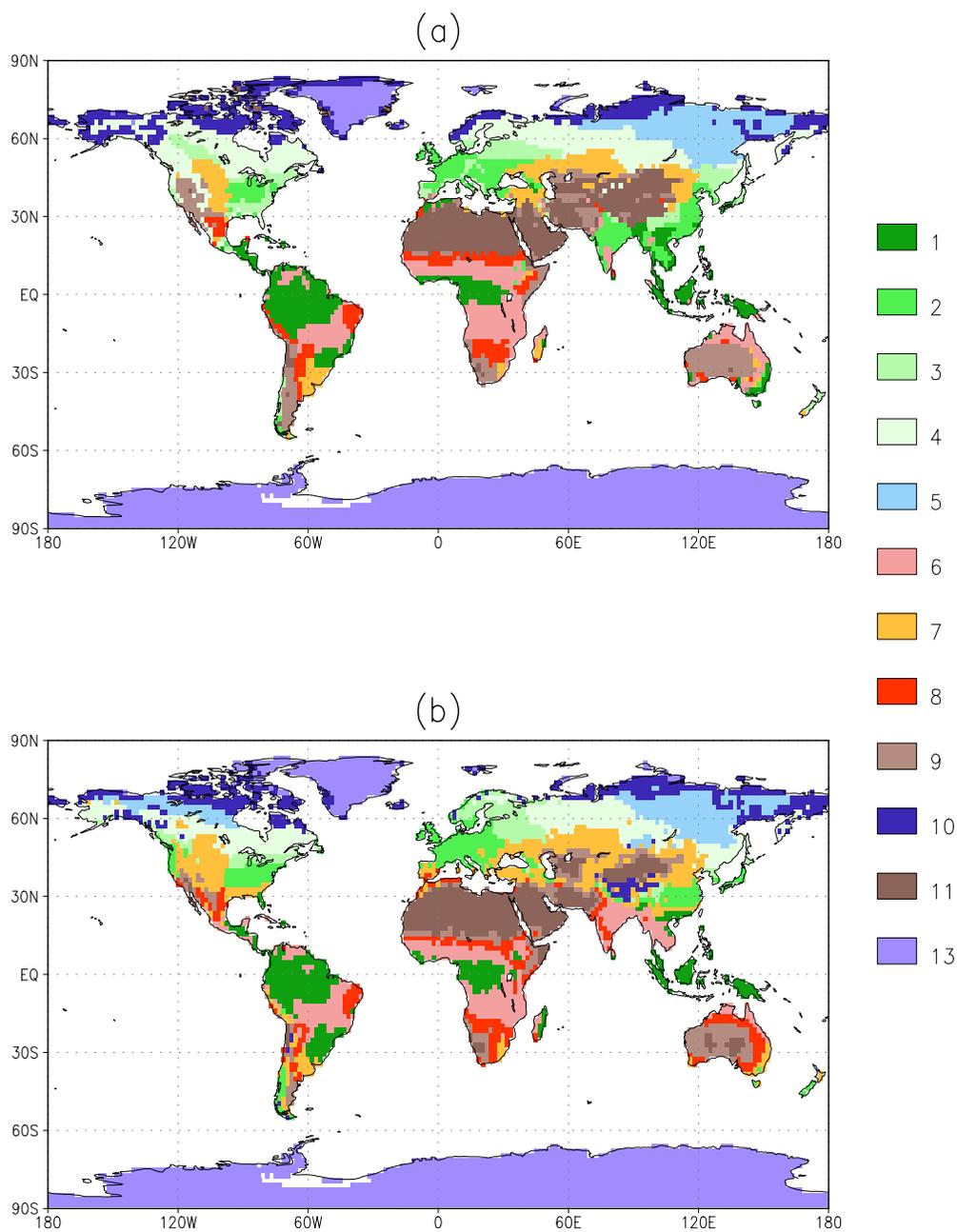


Fig. 4.8 – Mapa de vegetação natural (a) e potencial (b). O mapa de vegetação natural é o mesmo da Figura 4.1.

valor médio de  $\kappa$  é de 0,58, ou seja, igual à média global). Esse valor é comparável (e até mesmo superior) aos de modelos encontrados na literatura<sup>6</sup>. Por exemplo,

<sup>6</sup>Deve-se lembrar que, na comparação com outros modelos, o número de biomas da classificação de vegetação é importante; quanto menor o número, melhor é o desempenho. Logo, parte do melhor desempenho do MVPot elaborado pode ser atribuído à menor quantidade de biomas da classificação

TABELA 4.2 – Concordância entre mapas de acordo com a estatística  $\kappa$  (Monserud e Leemans, 1992).

$\kappa$	concordância
< 0,05	inexistente
0,05 - 0,20	muito ruim
0,20 - 0,40	ruim
0,40 - 0,55	regular
0,55 - 0,70	boa
0,70 - 0,85	muito boa
0,85 - 0,99	excelente
> 0,99	perfeita

Prentice et al. (1992) obtiveram 0,49 utilizando o modelo BIOME; Monserud e Leemans (1992), 0,43 utilizando uma versão modificada do modelo de Holdridge. Em cerca de 62% dos pontos de grade o modelo consegue diagnosticar, corretamente, o bioma. Esse valor é superior aos 38-40% obtidos por Prentice (1990), que utilizou 4 MVPot simples. Analisando cada bioma, o desempenho é muito bom para floresta tropical e desertos; bom para florestas de coníferas, de lariços, savanas, semi-desertos e tundra; regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga; e ruim para floresta mista. Esses desempenhos são comparáveis aos MVPot existentes na literatura.

TABELA 4.3 – Desempenho do MVPot.

bioma	índice de acerto (%)	$\kappa$
1	71	0,73
2	52	0,49
3	26	0,26
4	55	0,56
5	70	0,65
6	66	0,60
7	76	0,50
8	53	0,41
9	55	0,56
10	62	0,67
11	70	0,74
global	62	0,58

---

de DS89 (por exemplo, em relação ao BIOME, que leva em conta 15 biomas).

## 4.5 Sumário

Elabora-se um MVPot que utiliza a classificação de biomas de Dorman e Sellers (1989). O modelo utiliza, como variáveis de entrada, o tempo térmico acumulado, a temperatura do mês mais frio, um índice hídrico (que permite diferenciar entre climas úmidos e secos) e um índice de seca (que representa a sazonalidade da umidade do solo). Como saída, o modelo gera um bioma que pertence à classificação de Dorman e Sellers. Para calcular os índices, roda-se um modelo de balanço hídrico baseado em Willmott et al. (1985), mas que inclui a possibilidade de congelamento do solo e utiliza a formulação de Penman-Monteith para calcular a evapotranspiração real.

A análise visual indica que o MVPot consegue representar os padrões globais de biomas. Como limitação, nota-se que ocorre a substituição da floresta de monção na Índia e das florestas tropicais no sudeste asiático por savanas. Em escala regional, para a América do Sul, o modelo é capaz de reproduzir os campos nos Pampas e evita a substituição de caatinga por savana no NEB.

A análise objetiva mostra que o desempenho do MVPot é bom: o valor global da estatística  $\kappa$  é de 0,58, e há concordância de biomas em 62% dos pontos de grade. Esse desempenho é comparável (e até mesmo superior) aos modelos de vegetação potencial encontrados na literatura. Analisando-se para cada bioma, o desempenho é muito bom para floresta tropical e desertos; bom para florestas de coníferas, de lariços, savanas, semi-desertos e tundra; regular para floresta temperada, campos extratropicais e caatinga; e ruim para floresta mista. Esses desempenhos são comparáveis aos MVPot existentes na literatura. O bom desempenho do MVPot, tanto globalmente quanto para a América do Sul, justifica o seu uso na parte II deste trabalho.



## CAPÍTULO 5

### METODOLOGIA

#### 5.1 Parte I

##### 5.1.1 Mapa de vegetação

O mapa de biomas do experimento de controle, mostrado na Figura 5.2a, baseia-se em Dorman e Sellers (1989). Trata-se do mapa operacionalmente utilizado em rodadas climáticas do modelo do CPTEC/COLA (a partir desse mapa, na seção 4.1, obteve-se o mapa de vegetação natural). Nota-se que a caatinga no NEB, a floresta tropical na Amazônia, e o cerrado na transição entre caatinga e floresta estão bem representados.

A região onde se realiza a mudança de vegetação abrange as áreas degradadas, as de alta susceptibilidade à desertificação (Figura 5.1), e o trópico semi-árido (área circunscrita pela isoietas de 800 mm/ano). Todas as áreas de caatinga do mapa do experimento de controle estão contidas na região de mudança de vegetação. Nessa região, os biomas são convertidos para deserto (solo nu, bioma 11; Figura 5.2b) ou floresta tropical (bioma 1; Figura 5.2c). Em geral, as áreas de cerrado na transição entre caatinga e floresta são preservadas. Isso evita, no caso da desertificação, uma transição brusca entre deserto (no NEB) e floresta tropical (na Amazônia).

As alterações de vegetação consideradas representam cenários extremos - por exemplo, Dirmeyer e Shukla (1996), no seu experimento de desertificação, converteram os biomas do NEB para semi-deserto (não para deserto) - e compreendem uma grande extensão horizontal. Devido a tal, este trabalho pode ser considerado um estudo de sensibilidade do clima a mudanças de cobertura vegetal. Em estudos de sensibilidade, o princípio de adotar mudanças extremas e de grande extensão espacial é justificado pelo seguinte argumento (Cf. seção 1.1): se tais mudanças não são capazes de levar a impactos climáticos significativos, então se pode esperar que mudanças mais realistas (provavelmente menos intensas e de menor extensão espacial) também não serão capazes de afetar o clima.

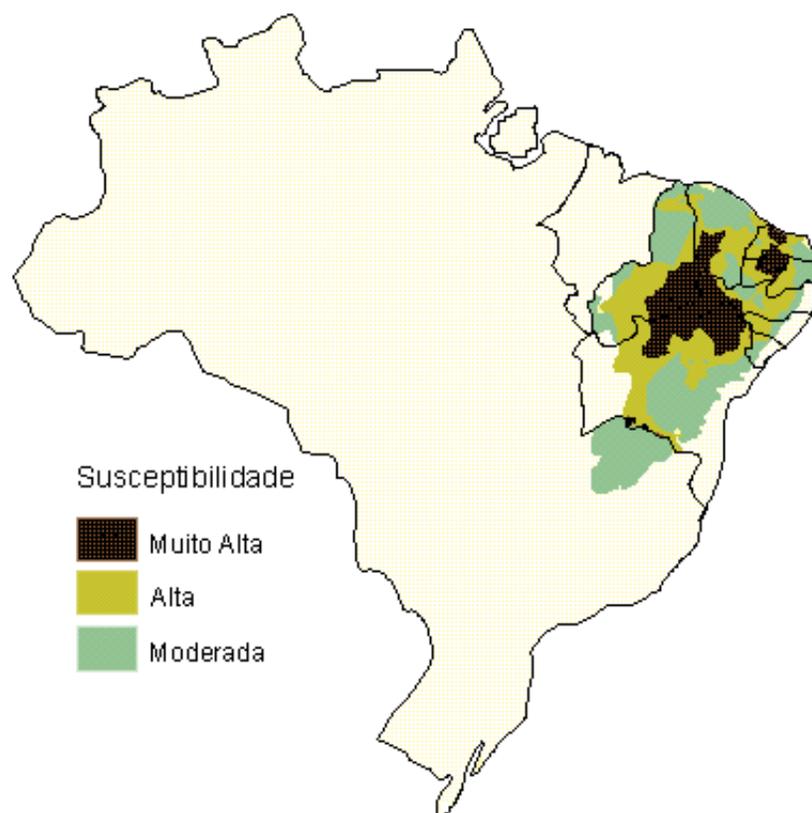


Fig. 5.1 – Áreas susceptíveis à desertificação. <<http://www.desert.org.br/sobredesertificacao/desertificacaonobrasil/caracteristicasdaregiao.htm>>

### 5.1.2 Simulações

São realizados 3 experimentos: controle, desertificação e conversão em florestas (os experimentos de desertificação e conversão em florestas são também chamados de simulação). No experimento de controle, utiliza-se o mapa de vegetação atual (Figura 5.2a); no de desertificação, o mapa com desertos (solo nu) no NEB (Figura 5.2b); e, no de conversão de florestas, o mapa com florestas tropicais no NEB (Figura 5.2c).

Cada experimento consiste em 5 rodadas de 1 ano, ou seja, cada experimento é composto de 5 membros, cada membro correspondendo a 1 rodada de 1 ano. As rodadas iniciam-se em meados de novembro e se estendem até 31 de dezembro do ano subsequente. Os primeiros 45 dias das rodadas são ignorados devido ao ajustamento da umidade do solo. Em todos os experimentos, os valores iniciais de água do solo são obtidos da climatologia da rodada longa. Com essa inicialização, espera-se que

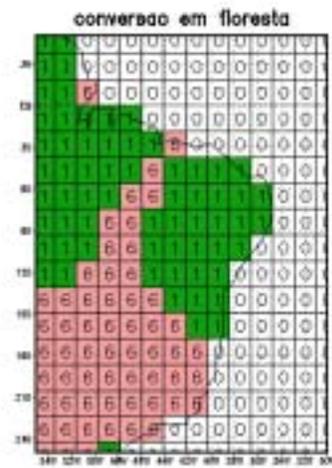
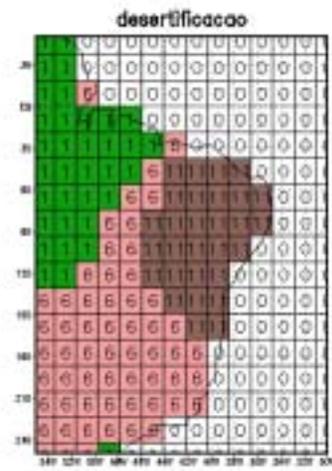
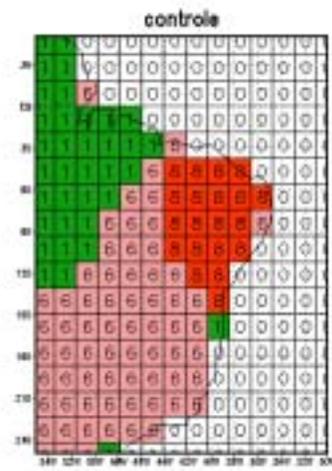


Fig. 5.2 – Mapas de vegetação utilizados nos experimentos de controle (a), desertificação (b) e conversão em florestas (c).

o tempo de spin-up da umidade do solo, no controle, seja curto, inferior a 1 mês (Oyama et al., 2000, mostraram que isso é válido para algumas regiões do globo e para o mês de novembro); portanto, os 45 dias ignorados nas rodadas do controle devem ser suficientes para um ajuste da umidade do solo. A simulação é inicializada da mesma forma que o controle. Embora o tempo de spin-up da simulação deva ser maior que o do controle (talvez de alguns meses), devido a mudanças do valor de equilíbrio da umidade do solo decorrentes das alterações de vegetação do NEB, opta-se por inicializar todos os experimentos da mesma forma para evitar que os impactos possam ser atribuídos a diferentes inicializações de água do solo.

O conjunto<sup>1</sup> de 5 membros objetiva filtrar a variabilidade natural do modelo dentro dos limites permitidos pelo custo computacional. Dos 5 membros, 3 referem-se a diferentes condições iniciais atmosféricas - de 15, 16 e 17/11/1998 - e mantendo-se a TSM climatológica; os 2 restantes, a diferentes condições de TSM: uma de ano úmido e outra de ano seco no NEB, para a mesma condição inicial de 15/11/1998. O número de membros e a estratégia de considerar TSM de anos cuja precipitação é bem diferente da média segue o trabalho de Xue e Shukla (1993).

Os anos seco e úmido são escolhidos com base na série temporal de precipitação anual da rodada longa. De 1982 a 1991, o ano mais seco é 1983, e o mais úmido, 1985 (Figura 5.3). As condições de TSM desses dois anos foram escolhidas para os experimentos. As características das rodadas estão resumidas na Tabela 5.1.

TABELA 5.1 – Características das rodadas realizadas para cada experimento da parte I.

rodada	condição atmosférica inicial	TSM
1	15/11/1998	climatológica
2	16/11/1998	climatológica
3	17/11/1998	climatológica
4	15/11/1998	1983
5	15/11/1998	1985

A necessidade de simulação por conjunto provém da natureza caótica da atmosfera. Estritamente, os membros do conjunto deveriam ter somente variações da condição inicial. Variações da TSM seriam indicadas para testar a sensibilidade da atmosfera;

<sup>1</sup>Em inglês, ensemble.



Fig. 5.3 – Anomalias de precipitação anual (mm/ano) segundo a rodada longa.

ou seja, trata-se de algo diferente de filtrar a variabilidade interna da atmosfera. No entanto, considerar situações quando a TSM leva a extremos de precipitação tem uma justificativa: aumentar a dispersão (variância) entre os membros. Isso é particularmente útil quando abordamos mudanças climáticas; se, mesmo sob alta dispersão (variância), há mudanças estatisticamente significativas, então o grau de certeza sobre as mudanças climáticas fica maior. A utilização desse estratégia deve-se à busca desse maior grau de certeza.

### 5.1.3 Cancelamento do erro sistemático

No Capítulo 3, mostra-se que o modelo adotado neste trabalho, o MCGA do CPTEC/COLA, apresenta erros sistemáticos no NEB - que é a nossa área de interesse - e na Amazônia, e que esses erros também estão presentes em outros MCGA. Em geral, os MCGA são capazes de representar as principais características climatológicas de grande escala; no entanto, em escala regional, podem-se identificar erros sistemáticos de grande magnitude (por exemplo, no NEB e na Amazônia). Para

poder eliminar os erros sistemáticos, existe a hipótese de que **as diferenças entre simulação e controle, ou seja, as anomalias, independem da climatologia obtida no controle**. Sob essa hipótese, os erros sistemáticos são filtrados ao subtrair o controle da simulação. Daqui em diante, a metodologia de basear a análise de resultados nas anomalias, considerando-as independentes da climatologia obtida no controle, será chamada de **método de cancelamento de erros**.

Em uma situação ideal, os MCGA, pelo menos para as áreas de interesse, apresentariam erros sistemáticos desprezíveis. No entanto, a situação mais comum é a existência de erros sistemáticos consideráveis (posicionamento e intensidade) nas áreas de interesse. É nesse contexto que surge o método de cancelamento de erros, como um meio de permitir o avanço do conhecimento mesmo que as ferramentas - ou seja, os modelos - não estejam suficientemente aprimorados. O uso do método de cancelamento de erros poderia ser justificado através do seguinte argumento: a despeito dos erros sistemáticos, os MCGA são capazes de representar, da forma mais realista possível (pois os MCGA representam o topo da hierarquia de modelos atmosféricos), as anomalias, ou seja, as perturbações em relação ao controle. Esse argumento, no entanto, não está imune a críticas: os mesmos processos que originam o erro sistemático poderiam se imiscuir no cálculo das anomalias, desviando as anomalias de seu valor verdadeiro; nesse caso, as anomalias seriam dependentes dos erros sistemáticos, invalidando o método de cancelamento de erros. Uma posição conciliatória consiste em fazer uso do método de cancelamento de erros, mas atribuir incertezas nas anomalias de acordo com a magnitude dos erros sistemáticos; quanto menor o erro sistemático, mais confiáveis seriam as anomalias (por exemplo, Sud et al., 1996, p.3226). Portanto, ao mesmo tempo em que os modelos são aprimorados, reduzindo o erro sistemático, os resultados tornam-se mais confiáveis, confirmando ou retificando conclusões anteriores. Cabe mencionar que, além do erro sistemático, outra fonte de incerteza é a (por vezes grande) variabilidade de resposta entre diferentes modelos; isso estimula o estudo de um mesma tema com o uso de diversos MCGA.

O aumento de incerteza (ou a redução da confiança) nas anomalias devido a erros sistemáticos pode ser ilustrado através do mecanismo de feedback entre convergência atmosférica e aquecimento diabático (Zebiak, 1986). Seja, por exemplo, um estado básico com convergência atmosférica em baixos níveis. Uma anomalia de resfriamento diabático geraria uma divergência em baixos níveis, o que diminuiria a convergência

de umidade e o aquecimento diabático do estado básico. Isso equivale a manter o estado básico inalterado e intensificar a anomalia de resfriamento diabático, fechando o loop de feedback. Esse mecanismo procuraria, então, intensificar uma anomalia de resfriamento inicial; a magnitude da intensificação dependeria da força do feedback, ou seja, de quanto o aquecimento diabático do estado básico diminuiria para uma dada anomalia de divergência atmosférica em baixos níveis. Por outro lado, se o estado básico fosse de divergência em baixos níveis, então o mecanismo de feedback não atuaria; a anomalia de resfriamento inicial tenderia a se manter. O NEB é observacionalmente uma região de pouca pluviosidade na faixa tropical; consideremos, para fins de discussão, que isso corresponda a um estado básico de divergência atmosférica em baixos níveis. O MCGA do CPTEC/COLA, ao superestimar a precipitação no NEB comete o erro de substituir um estado básico de divergência por um de convergência atmosférica em baixos níveis. Portanto, dado um resfriamento diabático inicial sobre o NEB, que pode ser interpretado como uma resposta à desertificação, o modelo tenderia a intensificar as anomalias. Como a força do feedback entre convergência de umidade e o aquecimento diabático não é, a princípio, conhecida, não se pode definir até que ponto o MCGA está superestimando as anomalias; isso reduz a confiança nos resultados.

Para verificar se a redução do erro sistemático teria muita influência na magnitude das anomalias (se, por exemplo, a força do feedback entre convergência atmosférica e aquecimento diabático seria grande), analisa-se a questão das consequências climáticas de um desflorestamento de grande escala da Amazônia. Um dos primeiros trabalhos que abordaram essa questão com o uso de MCGA foi o de Nobre et al. (1991). Os autores mostram a existência de um grande erro sistemático de precipitação na Amazônia central (na ordem de 4 mm/dia); devido a tal, utilizou-se o método do cancelamento de erros (Nobre et al., p.983: “Differences between the two model simulations<sup>2</sup> have been interpreted as a possible result of Amazonia deforestation.”). O desflorestamento levaria a uma redução de precipitação entre 1-2 mm/dia. Desde então, mais de duas dezenas de trabalhos sobre a questão do desflorestamento da Amazônia foram publicados (Tabela 5 de McGuffie e Henderson-Sellers, 2001, p.1100). Nos trabalhos mais recentes, nota-se a preocupação de apresentar a redução do erro sistemático de precipitação (como mostrado na Figura 3.2, desde meados da década de 90, os modelos vêm reduzindo o erro

---

<sup>2</sup>As duas simulações correspondem ao controle (Amazônia coberta por floresta) e desflorestamento (coberta por pastagem).

sistemático na Amazônia). Por exemplo, em Sud et al. (1996), o erro sistemático diminui para 1-2 mm/dia, e o desflorestamento levaria a uma redução entre 1-2 mm/dia; em Costa e Foley (2000), o erro sistemático diminui para 0-0,5 mm/dia, e o desflorestamento levaria a uma redução entre 0,5-1 mm/dia. Para os três trabalhos, nota-se que a redução do erro sistemático não alterou, substancialmente, o impacto do desflorestamento na precipitação; esse comportamento também seria notado se levássemos em conta os resultados de outros estudos (por exemplo, Rocha, 2001, obteve uma redução de cerca de 1 mm/dia utilizando o MCGA do CPTEC/COLA). Portanto, com a redução do erro sistemático (e a inclusão de mais modelos), foi-se ganhando mais confiança nos impactos, mas os impactos não tiveram uma mudança substancial. Isso demonstra que, mesmo sob grande erro sistemático, pode-se obter uma anomalia realista; ao menos para a questão do desflorestamento da Amazônia, feedbacks envolvendo o estado básico teriam pequena força.

Uma outra abordagem para abordar a questão da validade do método de cancelamento de erros consiste em elaborar um modelo simples. Para o NEB e a Amazônia, consideremos que a precipitação anual (média em área) seja governada por:

$$\frac{dP}{dt} = \underbrace{-\lambda P}_I + \underbrace{F}_{II} \quad (5.1)$$

onde  $P$  é a precipitação, e  $\lambda$  e  $F$  são constantes. O termo  $I$  representa os mecanismos restauradores, ou seja, os que, dada uma perturbação, procuram levar  $P$  de volta ao estado de equilíbrio (média de longo prazo); o termo  $II$ , as forçantes externas. Suponhamos que os parâmetros necessários para representar as observações sejam  $\lambda_0$  e  $F_0$ ; esses seriam os parâmetros do modelo “perfeito”. Como o MCGA do CPTEC/COLA comete erros sistemáticos, seus parâmetros têm valores diferentes,  $\lambda_1$  e  $F_1$ . O erro sistemático ( $\epsilon$ ) é, portanto,  $\epsilon = \bar{P}_1 - \bar{P}_0$ , onde  $\bar{P}_1 = F_1/\lambda_1$  e  $\bar{P}_0 = F_0/\lambda_0$  são os valores de equilíbrio.

Por simplicidade, consideremos que a variabilidade interanual possa ser considerada como uma forçante periódica somada ao lado direito da equação 5.1 (ou seja, o termo  $II$  passa a conter uma função periódica). Nesse caso, se o erro sistemático é causado por erros na determinação da forçante ( $F_0 \neq F_1$ ), e não dos mecanismos restauradores ( $\lambda_0 = \lambda_1 = \lambda$ ), então:

$$\frac{P_1 - \bar{P}_1}{\sigma_1} = \frac{P_0 - \bar{P}_0}{\sigma_0} \quad (5.2)$$

onde  $\sigma$  é o desvio padrão da forçante periódica (e representa a magnitude da variabilidade). A equação 5.2 relaciona a variabilidade interanual observada e a gerada pelo MCGA do CPTEC/COLA; trata-se de um “scaling” que utiliza valores normalizados pela média e pelo desvio padrão. Marengo et al. (2002) mostram que esse “scaling” é válido tanto para o NEB quanto para a Amazônia. Portanto, está correta a hipótese de que os erros sistemáticos ocorrem pelo termo  $II$ , não pelo  $I$ ; se  $\lambda_0$  e  $\lambda_1$  não fossem iguais, não seria possível obter o “scaling” dado pela equação 5.2.

Alterações na cobertura vegetal mudam os termos  $I$  e/ou  $II$ . Por simplicidade, consideremos que as mudanças de parâmetros ( $\Delta\lambda$  e  $\Delta F$ ) tenham os mesmos valores tanto para as observações (modelo perfeito) quanto para o MCGA do CPTEC/COLA. Se as alterações de cobertura vegetal mudam somente as forçantes externas (de  $F$  para  $F + \Delta F$ ), então  $P_1 - \bar{P}_1 = P_0 - \bar{P}_0$ , ou seja, a anomalia predita pelo MCGA é igual à observada. Trata-se do método de cancelamento de erros. Por outro lado, se somente os mecanismos restauradores mudam (de  $\lambda$  para  $\lambda + \Delta\lambda$ ), então  $(P_1 - \bar{P}_1)/\bar{P}_1 = (P_0 - \bar{P}_0)/\bar{P}_0$ , ou seja, as anomalias percentuais do MCGA e das observações são iguais. Logo, para mudanças na média anual (em decorrência de alterações na cobertura vegetal), há várias formas de realizar o “scaling”. Para a Amazônia, como os estudos de desflorestamento mostram uma independência das anomalias em relação ao erro sistemático (conforme mostrado anteriormente), o “scaling” mais simples - isto é,  $P_1 - \bar{P}_1 = P_0 - \bar{P}_0$  - parece ser válido. Para o NEB, iremos **supor** que esse “scaling” (que representa o método de cancelamento de erros) seja também válido (para verificar a validade dessa hipótese para o NEB, seria necessário que as anomalias se mantivessem sob erros sistemáticos menores - mas os poucos trabalhos existentes, Cf. seção 1.1, não permitem essa verificação).

**Neste trabalho, adotamos o método de cancelamento de erros.** O grau de incerteza dos resultados é a mesmo do estudo de Dirmeyer e Shukla (1996). Os autores utilizam o MCGA do Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA), que apresenta uma superestimativa de precipitação no NEB muito semelhante ao do MCGA do CPTEC/COLA (isso é esperado pois o MCGA do CPTEC/COLA provém do COLA, embora, atualmente, os dois MCGA apresentem diferenças; Cf. Bonatti, 1996); além disso, o NEB é uma das áreas investigadas. Curiosamente, não encontramos nenhuma menção de que os resultados para o NEB deveriam ser tomados com cautela devido ao erro sistemático (os autores sugerem integrações

mais longas para aumentar a significância estatística, nada mais); o método de cancelamento de erros é adotado sem nenhuma discussão.

## 5.2 Parte II

São realizados três experimentos. No controle, integra-se o MCGA por 10 anos utilizando o mapa de biomas potenciais. Os biomas são mantidos fixos. Com isso, obtém-se a climatologia do modelo forçado pelos biomas potenciais, doravante chamada de climatologia potencial. Nos experimentos chamados de deserto e floresta, os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e daí se inicia a integração (Figura 5.4). Realiza-se um acoplamento assíncrono a cada 3 anos entre o MCGA e o MVPot. Enquanto Claussen (1997) utiliza um acoplamento assíncrono a cada 6 anos (o primeiro ano é considerado de spin-up, e por isso é descartado), Henderson-Sellers (1993) roda o MVPot ao final de cada ano. Segundo Claussen, não há muita diferença entre as iterações a partir da primeira. Neste trabalho, adotamos o valor de 3 anos, intermediário entre o adotado por Claussen e Henderson-Sellers, por razões de tempo computacional.

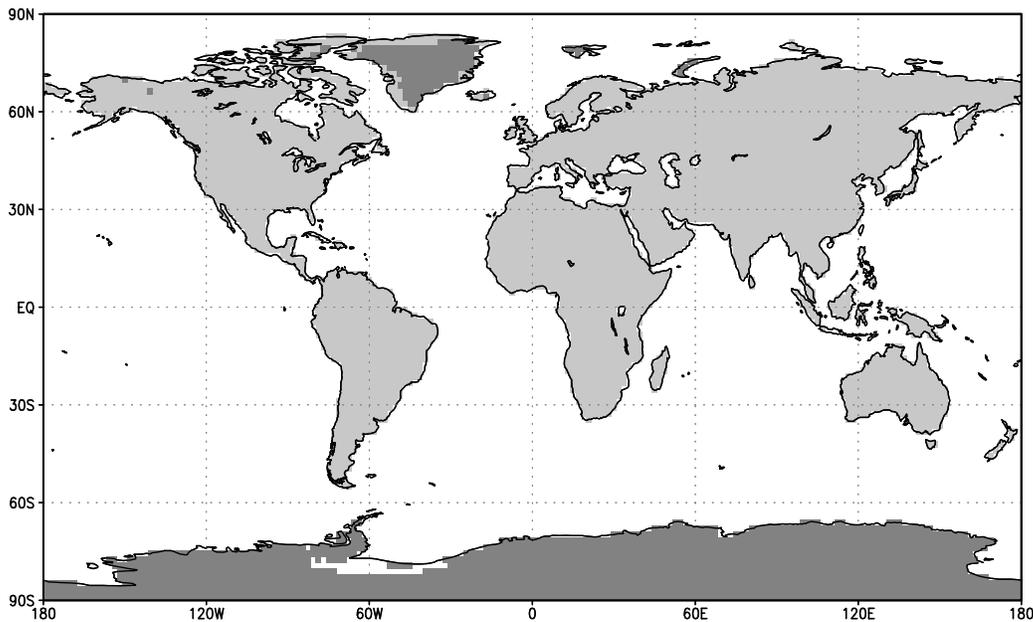


Fig. 5.4 – Condição inicial dos experimentos da parte 2. Cinza escuro: gelo. Cinza claro: mesmo bioma (deserto ou floresta).

O acoplamento é feito da seguinte forma:

- a) mantendo-se os biomas fixos, integra-se o MCGA por 3 anos;
- b) obtém-se a climatologia com os valores obtidos no item 1 (climatologia simulada);
- c) com a climatologia simulada, atualizam-se os biomas utilizando o MVPot;
- d) retorna-se para o item 1.

A iteração que engloba os passos 1-4 é feita até que os mapas de biomas, entre iterações sucessivas, sejam suficientemente semelhantes. A semelhança entre mapas de biomas é avaliada com o uso da estatística  $\kappa$  (revisão em Monserud e Leemans, 1992).

No passo 3 de cada iteração, a climatologia simulada não é utilizada diretamente no cálculo das variáveis de entrada do MVPot. Para cancelar o erro sistemático do MCGA, faz-se a seguinte correção (Cf. Kutzbach et al., 1998, p.477):

$$f_2 = f_c + (f_1 - f_0) \quad (5.3)$$

onde  $f_2$  é o valor utilizado pelo MVPot (climatologia corrigida);  $f_1$ , o valor da climatologia simulada;  $f_0$ , da climatologia potencial; e  $f_c$ , da climatologia observada. Logo, considera-se que o erro sistemático é filtrado quando se subtrai a climatologia potencial da simulada (Cf. subseção 5.1.3). Essa correção<sup>3</sup> - realizada no acoplamento entre bioma e clima - é análoga à correção de fluxos (flux correction) em modelos acoplados atmosfera-oceano.

### 5.3 Significância estatística

A significância estatística das anomalias são avaliadas com dois testes:  $t$  de Student e do sinal.

---

<sup>3</sup>Se a correção expressa pela equação 5.3 não for realizada, por exemplo, se a climatologia da rodada longa for usada diretamente como entrada do MVPot, a Amazônia e o NEB ficam cobertos por vegetação de menor e maior porte, respectivamente. Isso ocorre porque, como mostrado anteriormente (Capítulo 3), o MCGA do CPTEC/COLA subestima a precipitação na Amazônia e superestima no NEB.

O teste  $t$  de Student é tradicionalmente utilizado em estudos de sensibilidade climática. A estatística  $t$  (para pequenas amostras) é dada por (por exemplo, Spiegel, 1972, p.313):

$$t = \frac{\mu_1 - \mu_2}{\sigma \sqrt{1/N_1 + 1/N_2}} \quad (5.4)$$

$$\sigma = \sqrt{\frac{N_1 s_1^2 + N_2 s_2^2}{N_1 + N_2 - 2}} \quad (5.5)$$

$$s = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (X_i - \mu)^2}{N - 1}} \quad (5.6)$$

onde  $N$  é o tamanho da amostra;  $\mu$ , a média; e  $X$  são as realizações. Nos experimentos da parte I ( $N_1 = N_2 = 5$ ), os valores de  $t$  para níveis de teste de 1, 5 e 10% são, para testes bilaterais, 3,36, 2,31 e 1,86, respectivamente ( $N_1 + N_2 - 2 = 8$  graus de liberdade); nos experimentos da parte II ( $N_1 = 10$  e  $N_2 = 3$ ), 3,11, 2,20 e 1,80 ( $N_1 + N_2 - 2 = 11$  graus de liberdade).

Na parte I, as anomalias são avaliadas, também pelo teste do sinal. Para um dado experimento, há 5 anomalias, cada anomalia referindo-se a uma rodada. Conta-se o número de anomalias positivas. Na Tabela 5.2, mostra-se a significância estatística da diferença entre controle e simulação em função do número de anomalias positivas. Considera-se que existe significância estatística se o número de anomalias positivas for  $\geq 4$  ou  $\leq 1$ .

TABELA 5.2 – Significância estatística no teste do sinal (para 5 realizações).  $N_+$  é o número de anomalias positivas.

$N_+$	significância (%)	termo usado no trabalho
5 ou 0	94	significância máxima
4 ou 1	68	significância baixa
3 ou 2	38	não há significância estatística

Ao contrário do teste  $t$ , o teste do sinal não leva em conta o efeito da variância, mas enfoca somente o sinal das anomalias. Em 2 rodadas de cada experimento (rodadas número 4 e 5 da Tabela 5.1), as TSM escolhidas correspondem a anos de precipitação anual do NEB bem diferentes da média. Essa escolha leva a um aumento da variância de precipitação, diminuindo a estatística  $t$ , outros fatores sendo iguais. Portanto, no NEB e em outras regiões onde os campos de TSM escolhidos levam a

um considerável aumento da variância, para baixos níveis de teste, as anomalias de precipitação precisam ser muito intensas para que haja significância estatística. Isso é conveniente, conforme mostrado na seção 5.1.2, para se ter um grau de certeza maior sobre as anomalias climáticas<sup>4</sup>. No entanto, uma vez tendo certeza sobre as anomalias, particularmente para analisar os impactos remotos e na circulação atmosférica, torna-se conveniente utilizar o teste do sinal. Como um baixo valor da estatística  $t$  pode ser o resultado não de anomalias insuficientes, mas de um exagerado aumento da variância, os impactos climáticos tornam-se significativos em um número maior de regiões pelo teste do sinal<sup>5</sup>. Isso permite uma visão mais clara das consequências das alterações de vegetação no NEB na circulação atmosférica.

---

<sup>4</sup>O aumento da variância devido à escolha das TSM, no entanto, é um ônus que não recai sobre todo o globo; onde a variância é baixa, anomalias pouco intensas podem acabar tendo significância estatística. Para remediar esse problema (ou essa injustiça), conjuntos com maior número de membros, contemplando diferentes condições de TSM, deveriam ser usados - mas o custo computacional seria alto.

<sup>5</sup>Normalmente, onde há máxima significância pelo teste do sinal, há significância (nível de teste de 5%) pelo teste  $t$ .



## CAPÍTULO 6

### MUDANÇAS CLIMÁTICAS REGIONAIS

Uma questão fundamental é: ocorrem mudanças significativas de precipitação no NEB decorrentes das alterações de vegetação (desertificação, conversão em florestas)? A resposta é sim. Em ambos os experimentos, ocorrem mudanças significativas de precipitação no NEB (Figuras 6.1 e 6.2). Na desertificação, em média anual, em um núcleo localizado na parte ocidental do NEB, a redução de precipitação é intensa, superior a 1,5 mm/dia, e possui alta significância estatística: pelo teste  $t$  de Student, a anomalia é significativa a níveis de teste inferiores a 1%. Essa anomalia decorre de uma intensa e significativa redução de precipitação que ocorre na estação úmida; a magnitude da redução é superior a 3,0 mm/dia e, da mesma forma que em média anual, é significativa a níveis de teste inferiores a 1%. Na estação seca, ocorre um pequeno aumento - em torno 0,5 mm/dia e não significativo estatisticamente - na parte norte e leste do NEB, e uma pequena redução - também em torno de 0,5 mm/dia e com significância estatística alta (nível de teste inferior a 5%) somente próximo à fronteira sudoeste do NEB - na parte sul e oeste do NEB. Na conversão em florestas, em média anual e na estação úmida, ocorre redução de precipitação - em torno de 1,0 mm/dia em média anual e 1,5 mm/dia na estação úmida na faixa central do NEB. Essa redução possui significância estatística pelo teste do sinal, embora não tenha pelo teste  $t$  (ou seja, as anomalias não são suficientemente intensas para compensar o alto valor de variância). Na estação seca, ocorre um significativo aumento de precipitação em um núcleo localizado na parte leste do NEB; a magnitude do aumento é de cerca de 1,5 mm/dia, e possui alta significância estatística pelo teste  $t$  de Student (acima de 95%).

Em resumo, na desertificação, em um núcleo localizado na parte ocidental do NEB, na estação úmida e em média anual, ocorre redução de precipitação significativa pelo teste  $t$ . Na conversão em florestas, na faixa central do NEB, na estação úmida e em média anual, ocorre redução significativa pelo teste do sinal; em um núcleo localizado na parte oriental do NEB, na estação seca, ocorre aumento significativo pelo teste  $t$ . **Portanto, o clima do NEB, tanto em média anual quanto sazonalmente, é sensível a alterações extremas de sua cobertura vegetal.**

Para a desertificação, Dirmeyer e Shukla (1996) obtiveram o contrário, ou seja, o clima do NEB não seria sensível à desertificação tanto anual quanto sazonalmente

(sazonalmente, as diferenças não seriam estatisticamente significativas). A divergência entre os resultados pode ser explicada pelas diferentes intensidades de degradação consideradas nos estudos. Em Dirmeyer e Shukla, a conversão é de caatinga para semi-deserto; neste trabalho, de caatinga para solo nu, ou seja, considera-se uma degradação **extrema** do bioma natural do NEB. Nesse sentido, este trabalho e o de Dirmeyer e Shukla são complementares; e, considerando os resultados de ambos conjuntamente, pode-se concluir que, embora o estado de equilíbrio climático tenda a se manter para “pequenas” mudanças do bioma do NEB (por exemplo, caatinga para semi-deserto), “grandes” mudanças (por exemplo, caatinga para solo nu) podem levar a uma alteração desse equilíbrio. Isso sugere que a relação entre bioma e clima no NEB não é linear.

Na conversão em florestas, a redução de precipitação no NEB, na estação úmida e em média anual, é um resultado inesperado (as razões para essa redução estão apresentadas nas seções seguintes). No Sahel, Xue e Shukla (1996) mostraram que, em primeira ordem, a substituição do bioma original por um de maior porte causaria efeitos contrários aos decorrentes de uma desertificação. Adotando o mesmo raciocínio, esperar-se-ia que, com a conversão de florestas, a precipitação aumentaria no NEB (ainda que o aumento fosse de pequena magnitude). Vários mecanismos poderiam ser citados para justificar essa idéia; por exemplo, a redução de albedo aumentaria o saldo de radiação, o que permitiria um aumento de evapotranspiração, deixando a atmosfera mais úmida; quando sistemas convectivos passassem sobre a região, a disponibilidade de uma maior quantidade de vapor d'água favoreceria o aumento de precipitação. No entanto, isso não acontece: a precipitação diminui no NEB. Isso reforça a sugestão, apresentada para o caso de desertificação, de que, no NEB, a relação entre bioma e clima não é linear.

A Figura 6.3 mostra que a inclusão de membros com TSM diferente da climatológica (rodadas 4 e 5 da Tabela 5.1) não altera o padrão das anomalias de precipitação média anual, mas serve para aumentar a variância sobre o NEB (e também sobre outras regiões). O mesmo acontece com as estações úmida e seca (não mostrado). Logo, a inclusão de membros com TSM diferente da climatológica afeta somente a variância, o que justifica as simulações realizadas (Cf. Capítulo 5, seção 5.1.2).

Restringindo-nos ao NEB, **como** as alterações de cobertura vegetal levam às mudanças de precipitação? Para responder a essa questão, a seguir, analisam-se as mudanças regionais, ou seja, as integradas sobre a área onde se alterou a

vegetação. Essas mudanças compreendem os impactos tanto à superfície quanto na coluna atmosférica. Pode-se antecipar que as mudanças mais intensas devem ocorrer nas variáveis e nos processos que dependem diretamente dos parâmetros de superfície. Isso não significa, obviamente, que as mudanças fiquem somente confinadas à superfície; através dos mecanismos apresentados no Capítulo 2, os impactos à superfície podem influenciar a coluna troposférica, modificando os balanços atmosféricos de água e energia.

O seguinte cuidado deve ser tomado na análise das anomalias integradas em todo o NEB. Na estação seca, as partes ocidental e oriental do NEB possuem comportamentos diferentes. Na desertificação, essa diferença pode ser notada no campo de anomalias de precipitação: redução na parte ocidental (principalmente a sudoeste) e aumento na parte oriental (principalmente a nordeste). Na conversão em florestas, embora ocorra aumento de precipitação em praticamente todo o NEB, a diferença de comportamento aparece, claramente, no campo de anomalias de movimento vertical médio na troposfera (Figura 7.4): anomalias subsidentes na parte ocidental e ascendentes na oriental. As anomalias subsidentes estão associadas a um aumento muito pequeno de precipitação (inferior a 0,5 mm/dia); as ascendentes, a um intenso aumento (cujo valor máximo encontra-se entre 1,5 e 2,0 mm/dia).

## 6.1 Balanço de água

A desertificação leva a um enfraquecimento do ciclo hidrológico (Tabela 6.1). A precipitação diminui tanto na estação úmida (-0,85 mm/dia) quanto na seca<sup>1</sup> (-0,12). A redução é muito mais intensa na estação úmida, quando tanto a evapotranspiração (-0,30) quanto a convergência de umidade<sup>2</sup> (-0,81) diminuem, ou seja, agem no mesmo sentido; na seca, grande parte da redução de evapotranspiração (-0,47) é compensada pelo aumento de convergência de umidade (+0,23)<sup>3</sup>, ou seja, agem em sentidos opostos. Em média anual, precipitação (-0,88), evapotranspiração (-0,47) e convergência de umidade (-0,63) diminuem; ou seja, da mesma forma que na estação úmida, evapotranspiração e convergência de umidade agem no mesmo sentido.

Na conversão em florestas, ocorre redução de precipitação na estação úmida

---

<sup>1</sup>Como mencionado anteriormente, na estação seca, ocorre compensação entre a redução de precipitação da parte ocidental e o aumento na parte oriental, e ambas as anomalias possuem magnitude inferior a 0,5 mm/dia.

<sup>2</sup>A convergência de umidade, integrada verticalmente, é uma saída do MCGA do CPTEC.

<sup>3</sup>As anomalias de evapotranspiração conservam o sinal em praticamente todo o NEB (Figura 7.1).

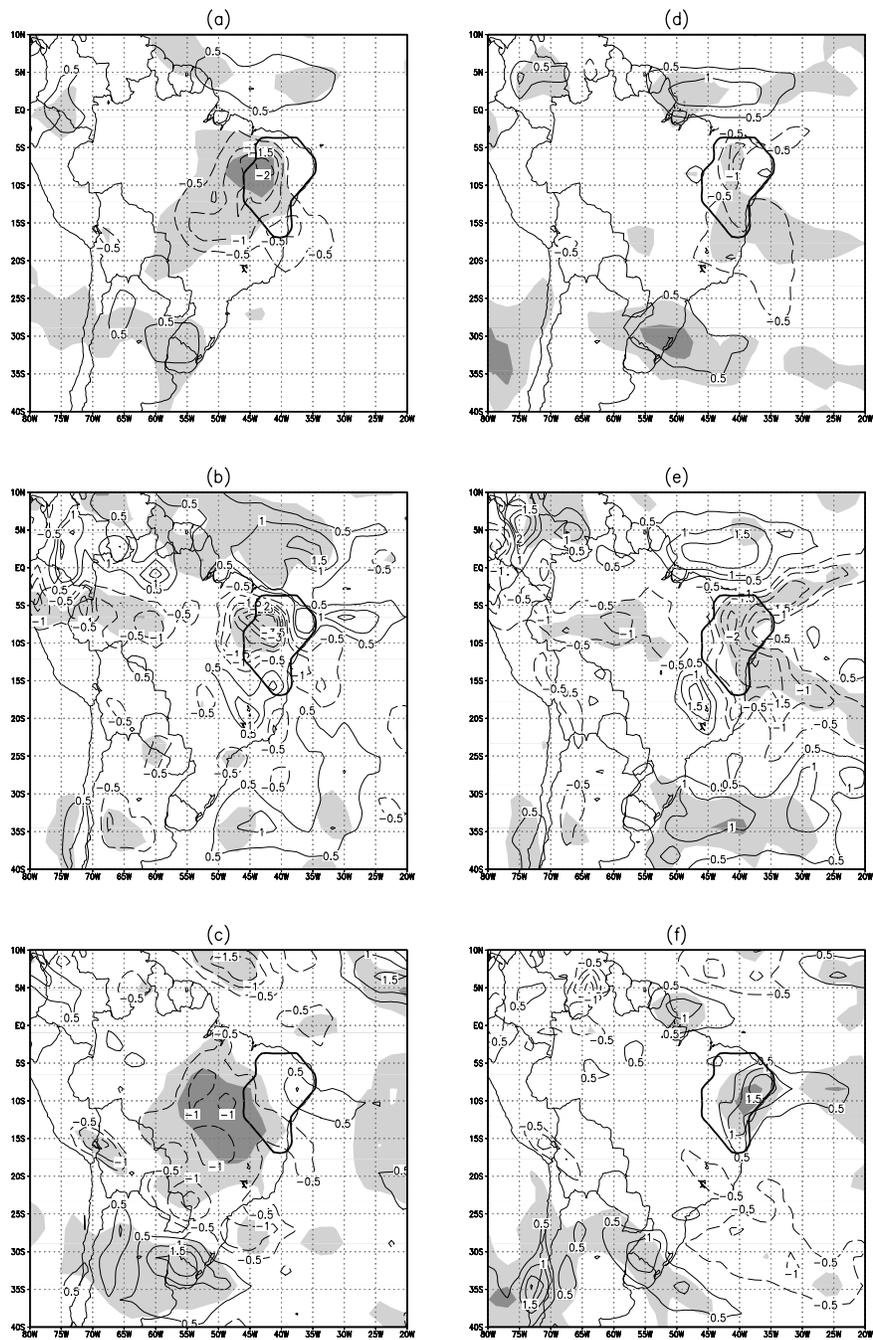


Fig. 6.1 – Anomalias de precipitação (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida (março a maio); (c) e (f), estação seca (agosto a outubro).

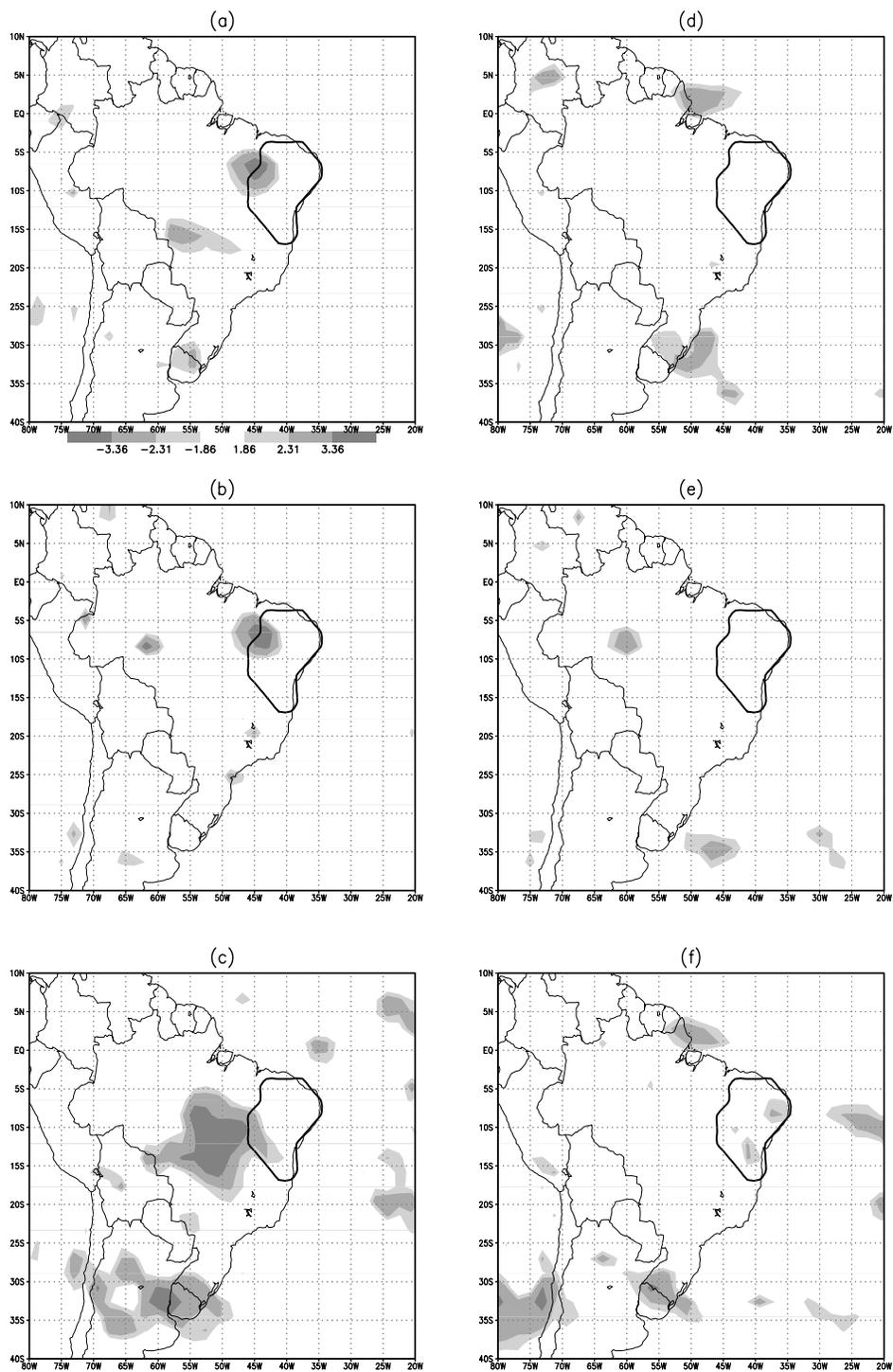


Fig. 6.2 – Estatística  $t$  de Student para as anomalias de precipitação. O nível de teste de 1% corresponde ao valor 3,36; de 5%, 2,31; e de 10%, 1,86.

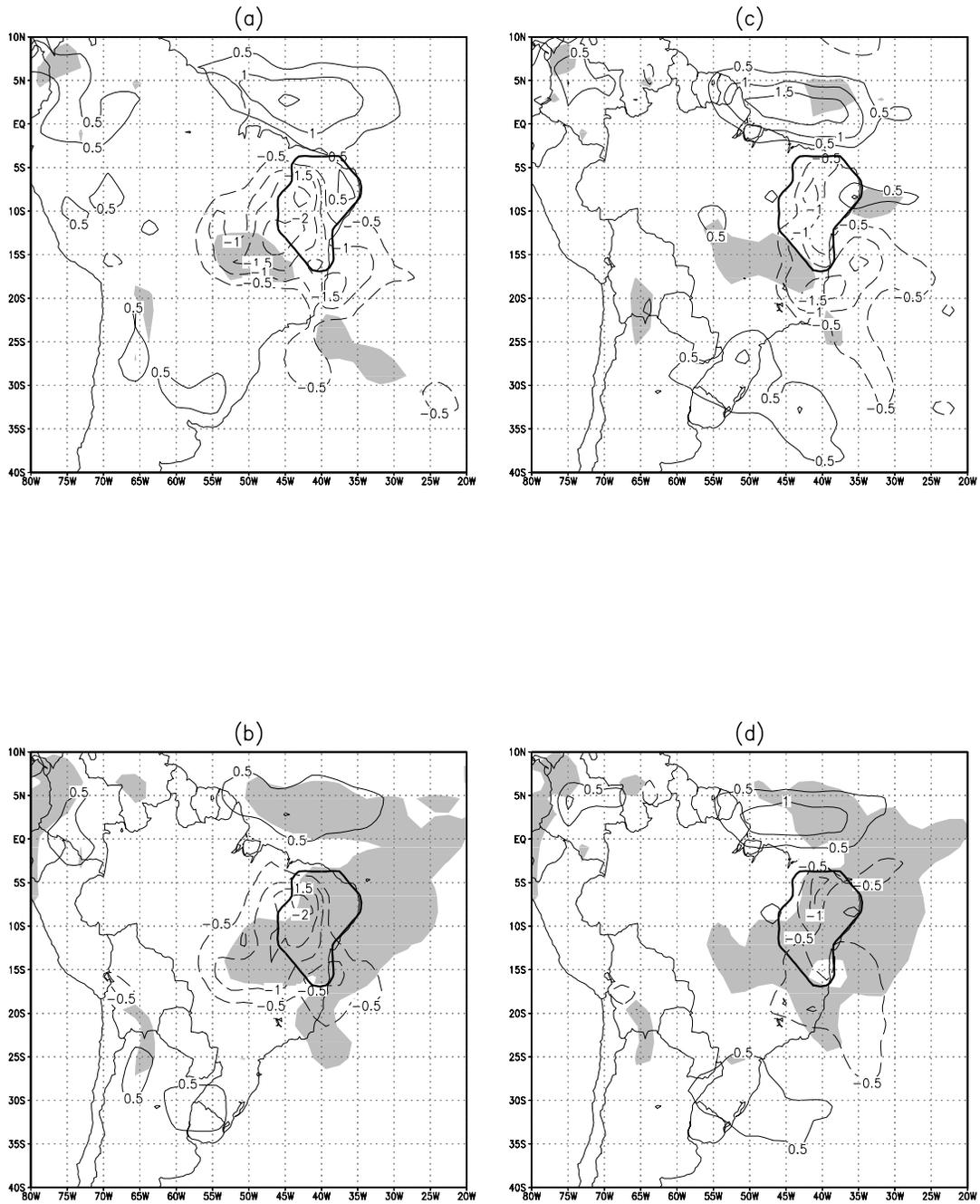


Fig. 6.3 – Comparação entre as anomalias de precipitação média anual (mm/dia) considerando somente os 3 membros referentes às rodadas com TSM climatológica (rodadas 1, 2 e 3) e considerando todos os membros. Sombreado indica desvio padrão superior a 1 mm/dia. (a) 3 membros, desertificação; (b) todos os membros, desertificação; (c) 3 membros, conversão em florestas; (d) todos os membros, conversão em florestas.

(-1,17 mm/dia), e aumento na seca (+0,73). A redução de convergência de umidade, na estação úmida, é muito intensa (-1,74), sobrepujando o aumento de evapotranspiração (+0,66); na seca, é muito pequena (-0,07, ou seja, praticamente não se altera, pois o aumento de convergência de umidade na parte oriental praticamente anula a redução na parte ocidental do NEB), não conseguindo compensar o aumento de evapotranspiração (+1,11). Em média anual, de forma semelhante ao que ocorre na estação úmida, a redução de convergência de umidade (-1,03) sobrepuja o aumento de evapotranspiração (+0,84); logo, a precipitação diminui (-0,35). Em média anual e ambas as estações, evapotranspiração e convergência de umidade agem em sentidos opostos.

Na desertificação, à superfície, o enfraquecimento do ciclo hidrológico está associado a uma redução do armazenamento de água do solo (em termos de grau de saturação, cerca de 0,10) em todas as camadas e durante ambas as estações. Na estação úmida, a desertificação praticamente anula o umedecimento do solo (de +0,19 mm/dia no controle para -0,04 na simulação, ou seja, na desertificação, há pequeno secamento do solo durante a estação úmida); na seca, reduz o secamento do solo (de -0,89 no controle para -0,34 na simulação). O “runoff” diminui em ambas as estações (-0,32 na úmida, e -0,20 na seca) devido à redução conjunta de precipitação e umidade do solo.

Na conversão em florestas, à superfície, na estação úmida (quando a precipitação diminui), ocorre redução do grau de saturação do solo na zona de raízes (-3%) e na camada de drenagem (-4); na seca (quando a precipitação aumenta), a água do solo aumenta em todas as camadas (+11 na camada superficial, +5 na zona de raízes e +8 na camada de drenagem). Na estação úmida, a conversão em florestas leva a um grande aumento do umedecimento do solo (de +0,19 para +1,24 mm/dia); na seca, a um secamento mais intenso (de -0,89 para -1,32 mm/dia). O “runoff”, na estação úmida, diminui de forma expressiva (-2,88 mm/dia); na seca, sofre pequeno aumento (+0,05, ou seja, praticamente não se altera). Na estação úmida, o aumento do umedecimento do solo está associado à redução de “runoff”; na seca, o aumento do secamento está associado, em parte, ao fato das árvores conseguirem manter uma alta evapotranspiração extraíndo água de profundidades maiores.

Tanto na desertificação quanto na conversão em florestas, o teste  $F$  de Snedecor mostra que as diferenças da variância de precipitação anual não são estatisticamente significativas. Isso indica que as alterações de vegetação não devem afetar a

TABELA 6.1 – Impactos regionais (isto é, integrados sobre a área do NEB) da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO).  $P$ : precipitação (mm/dia);  $E$ : evapotranspiração (mm/dia);  $C$ : convergência de umidade (mm/dia);  $R$ : “runoff” (mm/dia); e  $W_1$ ,  $W_2$  e  $W_3$ : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camada do solo (%), respectivamente.

variável	DES			FLO		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
$P$	-0,88	-0,85	-0,12	-0,35	-1,17	+0,73
$E$	-0,47	-0,30	-0,47	+0,84	+0,66	+1,11
$C$	-0,63	-0,81	+0,23	-1,03	-1,74	-0,07
$R$	-0,44	-0,32	-0,20	-1,36	-2,88	+0,05
$W_1$	-11	-11	-9	+7	+5	+11
$W_2$	-12	-11	-11	-1	-3	+5
$W_3$	-10	-8	-11	+1	-4	+8

variabilidade interanual (em termos de variância), embora isso necessite ser comprovado por meio de simulações mais longas.

Em média anual, tanto na desertificação quanto na conversão em florestas, a precipitação diminui. No caso da desertificação, a redução de precipitação (-0,88 mm/dia) corresponde a cerca de 40% do valor observado (2,22 mm/dia). Em algumas regiões, a diminuição é mais acentuada, chegando a 75% do valor observado. Isso sugere que um deserto, ou semi-deserto, poderia se manter no NEB, ou seja, poderia existir uma situação de equilíbrio do sistema climático em que o NEB seria coberto por desertos ou semi-desertos. No caso da conversão em florestas, a redução de precipitação indica que uma floresta não teria condições de se manter no NEB (pois, normalmente, a existência de florestas está associada a altos valores de precipitação). Logo, não deve existir uma situação de equilíbrio climático com florestas no NEB nas condições climáticas de grande escala atuais. Investigam-se essas hipóteses na parte II deste trabalho (Capítulo 9).

Em ambos os experimentos, as mudanças de evapotranspiração possuem alta significância estatística (acima de 95% em média anual e ambas as estações pelo teste  $t$  de Student). Em ambas as estações, a diminuição da evapotranspiração na desertificação e o aumento na conversão em florestas são resultados esperados. A evapotranspiração ( $E$ ) é dada por:

$$E = \vartheta_v e_v + \vartheta_s e_s \quad (6.1)$$

onde  $\vartheta_v$  e  $\vartheta_s$  são a fração de área vegetada e de solo nu, respectivamente ( $\vartheta_v + \vartheta_s = 1$ ); e  $e_v$  e  $e_s$ , a evapotranspiração em áreas vegetadas e de solo nu, respectivamente. Para caatinga,  $\vartheta_s \sim 0,90$ ; para floresta tropical,  $\vartheta_v \sim 0,98$ .

No caso da desertificação, a Equação 6.1 pode ser escrita como:

$$E = \vartheta_v \delta e + e_s \quad (6.2)$$

onde  $\delta e = e_v - e_s$ . Em geral, espera-se que  $\delta e$  seja positivo (ou seja, evapotranspiração em áreas vegetadas maior que em áreas de solo nu) pois, para  $e_s$ , somente a primeira camada do solo fornece água; para  $e_v$ , duas camadas - superficial e zona de raízes - fornecem. De fato, no experimento de controle,  $\delta e$  é positivo em média anual e em ambas as estações. Da Equação 6.2, a mudança de evapotranspiração decorrente da desertificação é dada por:

$$\Delta E = \underbrace{(-\vartheta_v \delta e)_{con}}_I + \underbrace{(e_{s,sim} - e_{s,con})}_{II} \quad (6.3)$$

onde os subscritos *con* e *sim* referem-se ao controle e à simulação, respectivamente. A mudança de evapotranspiração envolve dois processos diferentes, indicados por *I* e *II*. O termo *I* representa a alteração de evapotranspiração decorrente da supressão de transpiração vegetal; o termo *II*, associada a mudanças de evaporação em áreas de solo nu (logo, associada a mudanças de umidade nas camadas superficiais do solo). Como mencionado anteriormente, em geral,  $\delta e$  é positivo; portanto, o termo *I* é negativo, ou seja, age no sentido de diminuir a evapotranspiração. Quanto ao termo *II*, não se pode saber, a priori, em que sentido ele age. De qualquer forma, havendo desertificação, sempre haverá uma tendência de redução de evapotranspiração devido à supressão do processo de transpiração vegetal (termo *I*); nesse sentido, espera-se que, a princípio (ignorando o termo *II*), a desertificação diminua a evapotranspiração. Os resultados confirmam as expectativas (Tabela 6.2) e, além disso, mostram que os termos *I* e *II* agem no mesmo sentido. Na estação úmida, o termo *I* é responsável pela totalidade da redução de evapotranspiração, e o termo *II* é desprezível; na estação seca, o termo *I* é responsável por cerca de 25% da redução de evapotranspiração, e os 75% restantes provém do termo *II*. Logo, para a redução de evapotranspiração, na estação úmida, o processo mais importante é a supressão de transpiração (*I*); na seca, a redução de evaporação em áreas de solo nu (*II*). De qualquer forma, a evapotranspiração, conforme esperado, diminui com

a desertificação.

No caso da conversão em florestas, a Equação 6.1 pode ser escrita como:

$$E = e_v - \vartheta_s \delta e. \quad (6.4)$$

Portanto:

$$\Delta E = \underbrace{(\vartheta_s \delta e)_{con} - (\vartheta_s \delta e)_{sim}}_I + \underbrace{(e_{v,sim} - e_{v,con})}_{II}. \quad (6.5)$$

Pode-se dizer que a mudança de evapotranspiração depende de dois termos,  $I$  e  $II$ . Se considerarmos, na simulação,  $\vartheta_s = 0$ , então o termo  $I$  é positivo. Embora não saibamos como será o termo  $II$ , pode-se dizer que sempre existirá a tendência, dada pelo termo  $I$ , para um aumento de evapotranspiração. Os resultados confirmam as expectativas, mostrando que, embora seja sempre negativo (indicando redução), o termo  $II$  (-1,39 mm/dia em média anual, e -2,62 e -0,30 nas estações úmida e seca, respectivamente) não consegue compensar a tendência de aumento do termo  $I$  (+2,23 mm/dia em média anual, e +3,29 e +1,42 nas estações úmida e seca, respectivamente).

TABELA 6.2 – Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO).  $e$ : evapotranspiração (mm/dia); os subscritos  $v$  e  $s$  referem-se às áreas vegetadas e de solo nu, respectivamente; os subscritos  $con$  e  $sim$  referem-se ao controle e à simulação, respectivamente; na desertificação,  $I = -(\vartheta_v \delta e)_{con}$  e  $II = e_{s,sim} - e_{s,con}$ ; na conversão em florestas,  $I = (\vartheta_s \delta e)_{con} - (\vartheta_s \delta e)_{sim}$  e  $II = e_{v,sim} - e_{v,con}$ ;  $\vartheta$ : fração de área; e  $\delta e = e_v - e_s$ . Veja o texto para maiores explicações sobre os termos  $I$  e  $II$ .

variável	DES			FLO		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
$e_{v,con}$	4,7	6,1	3,5	4,7	6,1	3,5
$e_{s,con}$	2,9	3,1	2,6	2,9	3,1	2,6
$e_{v,sim}$	0	0	0	3,31	3,48	3,20
$e_{s,sim}$	2,6	3,1	2,2	3,5	3,3	3,5
$I$	-0,18	-0,29	-0,11	2,23	3,29	1,42
$II$	-0,30	0	-0,36	-1,39	-2,62	-0,30

A redução (aumento) de evapotranspiração, outros fatores sendo iguais, procura levar a uma situação de equilíbrio mais seca (úmida), ou seja, com redução

(aumento) de precipitação. Na desertificação, na estação seca, a convergência de umidade aumenta, compensando parte da redução de evapotranspiração; ou seja, a circulação atmosférica age para atenuar a perturbação causada pela redução de evapotranspiração, como um mecanismo restaurador. Na estação úmida (e também em média anual), a convergência de umidade diminui, agindo para tornar a nova situação de equilíbrio ainda mais seca; ou seja, a circulação atmosférica age para amplificar a perturbação causada pela redução de evapotranspiração. Portanto, as consequências das mudanças de circulação decorrentes da desertificação são bastante diferentes para as estações úmida e seca. Na conversão em florestas, em ambas as estações, a convergência de umidade age no sentido de diminuir a precipitação, como um mecanismo restaurador. Na estação úmida, esse mecanismo age de forma exageradamente intensa, não somente compensando, mas também sobrepujando, o aumento de evapotranspiração - ou seja, a precipitação acaba diminuindo. Na estação seca, ao contrário, o mecanismo age de forma extremamente discreta, compensando quase nada do aumento de evapotranspiração. Portanto, embora, em ambas as estações, a convergência de umidade atue como um mecanismo restaurador, a intensidade dessa ação possui pronunciada variação sazonal.

Ocorre um erro de fechamento no balanço de água atmosférico. Em média anual, espera-se que a precipitação ( $P$ ) seja igual à soma de convergência de umidade ( $C$ ) com evapotranspiração ( $E$ ); a diferença entre  $P$  e a soma de  $C$  com  $E$  corresponde ao erro de fechamento ( $\epsilon$ ). Isso é também válido para as anomalias. No controle, a distribuição espacial dos erros (Figura 6.4) mostra maiores valores absolutos nas proximidades dos Andes; em direção aos oceanos, o valor absoluto diminui (globalmente, o erro é maior nos continentes e onde a topografia é mais pronunciada). A estrutura espacial sugere que o erro é gerado pelo **efeito Gibbs** induzido pelos Andes (obviamente, mesmo sem a topografia, haveria sempre um pequeno erro devido à passagem do espaço físico para o espectral; mas esse erro seria desprezível, como mostrado pelos valores do erro nos oceanos). Em média sobre o NEB, os erros **não** são estatisticamente significativos; e o mesmo ocorre para os experimentos de desertificação e conversão em florestas. Embora sejam compostas por dois erros (do controle e da simulação) que não são estatisticamente significativos, o erro de fechamento das anomalias pode se apresentar com alta magnitude e significância em algumas regiões. Trata-se de uma coincidência que desapareceria se um número maior de membros fosse considerado.

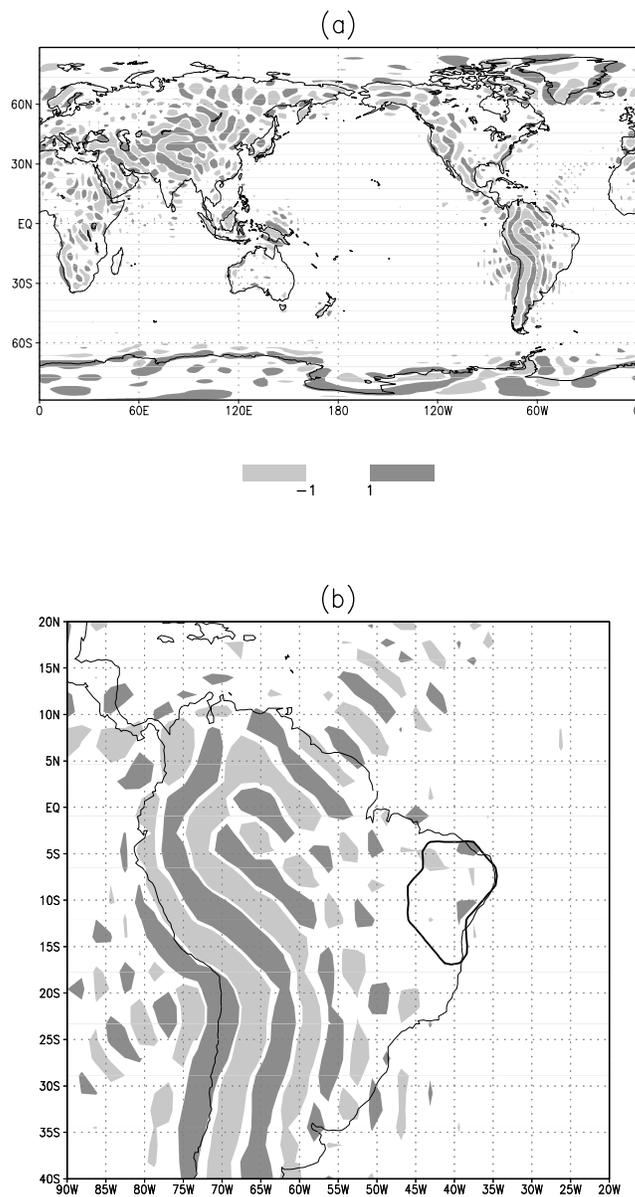


Fig. 6.4 – Erro de fechamento do balanço de água atmosférico anual (mm/dia) do controle. O erro corresponde à diferença entre a precipitação e a soma da convergência de umidade com a evapotranspiração. (a) Global; (b) América do Sul.

## 6.2 Balanço de radiação à superfície

Para analisar os impactos das alterações de vegetação no saldo de radiação, precisa-se levar em conta as mudanças em três variáveis: albedo, temperatura à superfície e nebulosidade (Tabela 6.3).

- a) O albedo aumenta na desertificação (entre +10 e +11% durante todo o ano) e diminui na conversão em florestas (-9% na estação úmida e -8% na seca).
- b) A temperatura à superfície aumenta na desertificação (em torno de +1,2 K durante todo o ano) e diminui na conversão em florestas (-1,3 K na estação úmida e -2,0 K na seca).
- c) Na desertificação, a nebulosidade diminui (-6% na estação úmida e -1% na seca); na conversão em florestas, diminui na estação úmida (-3%), aumenta na seca (+4%) e sofre pequeno aumento em média anual (+0,6%). As mudanças de nebulosidade devem estar associadas às anomalias de precipitação (a relação entre anomalias de nebulosidade e precipitação parece ser de proporcionalidade direta).

Para o albedo e a temperatura à superfície, desertificação e conversão em florestas levam a impactos opostos.

A desertificação leva a uma redução do saldo de radiação (na estação úmida, -16,8 W/m<sup>2</sup>; na seca, -29,8). No balanço de onda curta, o aumento de radiação incidente, decorrente da diminuição de nebulosidade, compensa somente parte do aumento de radiação refletida, decorrente do aumento de albedo; portanto, o saldo de onda curta diminui (na estação úmida, -8,0; na seca, -22,8). No balanço de onda longa, tanto o aumento de radiação emergente, decorrente do aumento da temperatura à superfície, quanto a diminuição de radiação incidente, decorrente da redução de nebulosidade, concorrem para a redução do saldo de onda longa (na estação úmida, -8,8; na seca, -7,0). Portanto, ambos os saldos, de onda curta e longa, contribuem para a redução do saldo de radiação. A redução do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 99% em ambas as estações).

A conversão em florestas leva a um aumento do saldo de radiação à superfície (na estação úmida, +16,8 W/m<sup>2</sup>; na seca, +11,3). Na estação úmida, tanto o saldo de onda curta (+10,2) quanto o de onda longa (+6,6) contribuem para o aumento do saldo de radiação. No balanço de onda curta, embora a nebulosidade diminua, a radiação incidente diminui (-10,1); no entanto, essa redução compensa somente parte da redução de radiação refletida (-20,3) decorrente da redução de albedo. No balanço de onda longa, a redução de radiação incidente (-5,0), coerente com a redução de nebulosidade, não consegue compensar a redução de radiação

emergente (-11,6), associada à redução de temperatura à superfície. Portanto, na estação úmida, pode-se considerar que a redução da radiação de onda curta refletida e da radiação de onda longa emergente conseguem explicar, sozinhos, o aumento do saldo de radiação. Na estação seca, ocorre uma redução do saldo de onda curta (-4,4) que não consegue compensar o aumento do saldo de onda longa (+15,7). No balanço de onda curta, a redução de radiação refletida (-24,8, associada à redução de albedo) praticamente compensa a redução de radiação incidente (-29,2, associada ao aumento de nebulosidade). No balanço de onda longa, ocorre uma redução da radiação incidente (-1,9), embora haja um aumento de nebulosidade. Essa redução, no entanto, não consegue compensar a redução de radiação emergente (-17,6, associada à redução de temperatura à superfície). Portanto, na estação seca, pode-se considerar que a redução de radiação de onda longa emergente consegue explicar, sozinho, o aumento do saldo de radiação. O aumento do saldo de radiação possui alta significância estatística (acima de 95% na estação úmida e 99% na seca).

TABELA 6.3 – Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO).  $\alpha$ : albedo (%);  $n$ : nebulosidade (%);  $T$ : temperatura (K);  $SW \downarrow$ ,  $SW \uparrow$  e  $\Delta SW$ : onda curta incidente, emergente e saldo ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $LW \downarrow$ ,  $LW \uparrow$  e  $\Delta LW$ : onda longa incidente, emergente e saldo ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $Rn$ : saldo de radiação ( $W/m^2$ ); e os subscritos  $sfc$ ,  $atm$  e  $top$  referem-se à superfície, atmosfera e topo da atmosfera, respectivamente.

variável	DES			FLO		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
$T_{sfc}$	+1,3	+1,2	+1,2	-1,8	-1,3	-2,0
$\alpha$	+11,0	+10,0	+10,9	-7,7	-8,8	-8,0
$n$	-4,4	-6,0	-1,2	+0,6	-2,6	+4,0
$SW \downarrow_{sfc}$	+17,7	+20,1	+8,7	-17,9	-10,1	-29,2
$SW \uparrow_{sfc}$	+32,9	+28,1	+31,5	-20,9	-20,3	-24,8
$\Delta SW_{sfc}$	-15,2	-8,0	-22,8	+3,0	+10,2	-4,4
$LW \downarrow_{sfc}$	-3,0	-2,7	-1,6	-4,3	-5,0	-1,9
$LW \uparrow_{sfc}$	+6,6	+6,1	+5,4	-15,5	-11,6	-17,6
$\Delta LW_{sfc}$	-9,6	-8,8	-7,0	+11,2	+6,6	+15,7
$Rn_{sfc}$	-24,8	-16,8	-29,8	+14,2	+16,3	+11,3
$SW \uparrow_{top}$	+15,2	+8,5	+22,4	-2,0	-8,5	+4,6
$LW \uparrow_{top}$	+6,9	+8,3	+2,7	-0,5	+6,6	-7,4
$Rn_{top}$	-22,1	-16,8	-25,1	+2,5	+1,9	+2,8
$Rn_{atm}$	+2,7	0,0	+4,7	-11,7	-14,9	-8,5

Na desertificação, na estação seca, pode-se fazer uma simplificação. Em primeiro lugar, como a redução de nebulosidade é pequena, a redução do saldo de onda curta é dominada pelo aumento de radiação refletida ( $31,5 \gg 8,7 \text{ W/m}^2$ ), e a de onda longa é dominada pelo aumento de radiação emergente ( $5,4 \gg 1,6$ ), as mudanças de radiação incidente (tanto de onda curta quanto de longa) podem ser desprezadas. Em segundo lugar, como a redução do saldo de radiação é dominada pela redução do saldo de onda curta ( $31,5 \gg 5,4$ ), a diminuição do saldo de onda longa pode ser desprezada. Portanto, pode-se considerar que a redução do saldo de radiação se deve ao aumento de radiação refletida decorrente do aumento de albedo. O valor obtido com essa simplificação ( $-31,5$ ) é muito próximo ao obtido considerando todos os componentes do balanço de radiação ( $-29,8$ ). Portanto, a estação seca parece favorável ao aparecimento do mecanismo de albedo, no qual a redução do saldo de radiação é dominada pelo aumento de radiação refletida. Nota-se que, na estação úmida, a simplificação não pode ser feita porque a redução dos saldos de onda curta e longa possuem, aproximadamente, a mesma magnitude. Na conversão em florestas, uma simplificação desse tipo (mudanças do saldo dominadas por somente um único fluxo) não pode ser feita. No entanto, na estação úmida, pode-se considerar (embora os demais fluxos não sejam tão pequenos) que as mudanças do saldo de radiação à superfície são dominadas pela redução da radiação de onda curta refletida (de forma semelhante à estação seca da desertificação).

### 6.3 Balanço de energia à superfície

Na Tabela 6.4, mostram-se os impactos no balanço de energia à superfície. Na desertificação, os fluxos de calor latente e sensível diminuem nas estações úmida ( $-8,6 \text{ W/m}^2$  e  $-8,4$ , respectivamente) e seca ( $-13,6$  e  $-16,4$ , respectivamente). Em ambas as estações, a redução do saldo de radiação é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos. A redução dos fluxos turbulentos leva a um nível de referência<sup>4</sup> mais seco, principalmente na estação úmida ( $-0,28 \text{ g/kg}$ ; na seca,  $-0,07$ ), e frio, principalmente na estação seca ( $-0,3 \text{ K}$ ; na úmida,  $-0,005$ ). No nível de referência, a magnitude das diferenças, tanto de temperatura quanto de umidade, são pequenas. A redução do fluxo de calor sensível possui uma alta significância estatística (acima de 99%).

---

<sup>4</sup>Nível de referência é o nível do MCGA mais próximo à superfície. Encontra-se a algumas dezenas de metros acima da superfície. Trata-se do nível onde ocorre o acoplamento entre os modelos de superfície e atmosférico.

A redução dos fluxos turbulentos deve estar associada a um aumento das resistências (particularmente, talvez, a aerodinâmica), e não à mudança dos gradientes de temperatura e umidade específica. O aumento da temperatura à superfície e a redução da temperatura do nível de referência tenderiam a aumentar o fluxo de calor sensível; no entanto, o aumento da resistência aerodinâmica deve compensar e sobrepujar o aumento devido ao gradiente.

Na conversão em florestas, em ambas as estações, o fluxo de calor latente aumenta (+19,1 W/m<sup>2</sup> na úmida e +32,1 na seca), e o fluxo de calor sensível diminui (-3,0 na úmida e -19,9 na seca). Ou seja, o aumento do saldo de radiação não é utilizado para aumentar ambos os fluxos turbulentos. O aumento do fluxo de calor latente leva a um nível de referência mais úmido (+0,27 g/kg na úmida e +0,63 g/kg na seca), e a redução do fluxo de calor sensível, a um nível de referência mais frio (-0,8 K na úmida e -1,1 K na seca). A redução do fluxo de calor sensível possui significância estatística máxima pelo teste do sinal na estação seca e em média anual, e significância média na estação úmida.

TABELA 6.4 – Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO).  $H$ : fluxo de calor sensível (W/m<sup>2</sup>);  $LE$ : fluxo de calor latente (W/m<sup>2</sup>);  $p$ : pressão à superfície (mb);  $T$ : temperatura (K);  $UR$ : umidade relativa (%);  $u$ : vento zonal (m/s);  $v$ : vento meridional (m/s);  $Q$ : aquecimento diabático (W/m<sup>2</sup>);  $-\overline{\omega S_p}$ : aquecimento adiabático (W/m<sup>2</sup>); e os subscritos  $sfc$  e  $ref$  referem-se à superfície e ao nível de referência, respectivamente.

variável	DES			FLO		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
$H$	-11,1	-8,4	-16,4	-10,1	-3,0	-19,9
$LE$	-13,7	-8,6	-13,6	+24,2	+19,1	+32,1
$p_{sfc}$	+0,3	+0,2	+0,5	+0,1	+0,1	+0,1
$T_{ref}$	-0,2	0,0	-0,3	-1,0	-0,8	-1,1
$UR_{ref}$	-0,6	-1,3	-1,0	+7,1	+5,3	+8,8
$u_{ref}$	-1,1	-1,0	-1,1	+1,5	+0,9	+2,2
$v_{ref}$	+0,2	0,0	+0,5	+0,3	+0,3	-0,1
$Q$	-33,4	-32,5	-15,1	-31,9	-51,6	-7,4
$-\overline{\omega S_p}$	+31,0	+35,7	+9,0	+22,1	+44,6	-6,5

## 6.4 Vento no nível de referência

Regionalmente, mostram-se os impactos do vento no nível de referência na Tabela 6.4. Em ambas as estações, no nível de referência, o escoamento de leste sobre o NEB (Figura 6.5) sofre intensificação na desertificação e enfraquecimento na conversão em florestas (Figura 6.6). Essas anomalias estão associadas a movimentos verticais de pequena magnitude (entre  $10^{-7}$  e  $10^{-8}$  cb/s): na desertificação, ocorre subsidência sobre o NEB, e ascendência a oeste do NEB (na estação úmida e em média anual, a ascendência ocorre adjacente à fronteira oeste do NEB, ou seja, próximo de  $45^{\circ}$ W; na seca, entre  $50$  e  $55^{\circ}$ W); na conversão em florestas, ascendência na região leste do NEB, e subsidência na região oeste. Essas anomalias de movimento vertical estão associados às mudanças de vento zonal (e não de vento meridional): por exemplo, em  $10^{\circ}$ S, pode-se notar que, em geral,  $\omega \sim 0$  quando  $\partial u/\partial x \sim 0$  (Figura 6.7). Na desertificação, na estação úmida, a intensificação do escoamento de leste restringe-se somente ao NEB; na seca, ocorre não somente no NEB, mas se estende até a longitude de cerca de  $52^{\circ}$ W. Em média anual e na estação úmida, ocorre uma anomalia de vento de sul na parte norte do NEB, e de norte na parte sul; na seca, ocorre uma anomalia de sul em todo o NEB - e também a oeste do NEB -, sendo de maior magnitude quanto mais ao norte do NEB. Na conversão em florestas, sobre o NEB, as anomalias são, predominantemente, na direção zonal (anomalias de oeste entre 1 e 2 m/s). Na estação úmida, ao norte do NEB, próximo ao Equador, as anomalias passam a ser na direção meridional (anomalias de sul entre 1 e 1,5 m/s).

## 6.5 Razão de Bowen

A desertificação leva a uma pequena redução da razão de Bowen (em média anual, de 0,61 para 0,57; na estação úmida, de 0,36 para 0,30; na seca, de 0,90 para 0,83); a conversão em florestas, a uma intensa redução (em média anual, de 0,61 para 0,39; na estação úmida, de 0,36 para 0,28; na estação seca, de 0,90 para 0,44). Na conversão em florestas, a redução da razão de Bowen é um fato esperado, pois, quanto mais vegetada a superfície, menor deve ser a contribuição do fluxo de calor sensível no saldo de radiação, ou seja, menor deve ser a razão de Bowen. A razão de Bowen é em torno de 5 em regiões semi-áridas, 0,5 em gramíneas e florestas, 0,2 em áreas irrigadas, 0,1 sobre oceanos e negativo em oásis (Stull, 1988, p.274). A intensa redução da razão de Bowen ocorre porque tanto o calor sensível quanto o latente agem no sentido de diminuir a razão de Bowen: o calor sensível diminui e o latente aumenta. Na desertificação, a redução da razão de Bowen é contrário do esperado.

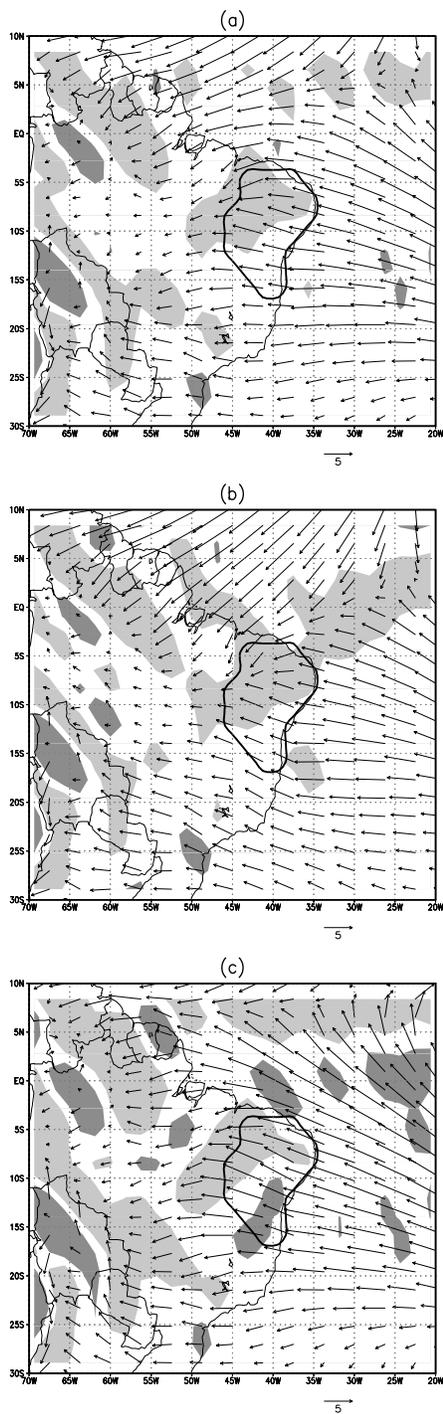


Fig. 6.5 – Circulação atmosférica no nível de referência (controle). (a) Média anual; (b) estação úmida; (c) estação seca. Ventos em m/s; sombreado escuro representa  $\omega$  maior que  $1,5 \cdot 10^{-7}$  cb/s (subsidiência); sombreado claro, menor que  $-1,5 \cdot 10^{-7}$  cb/s (ascendência).

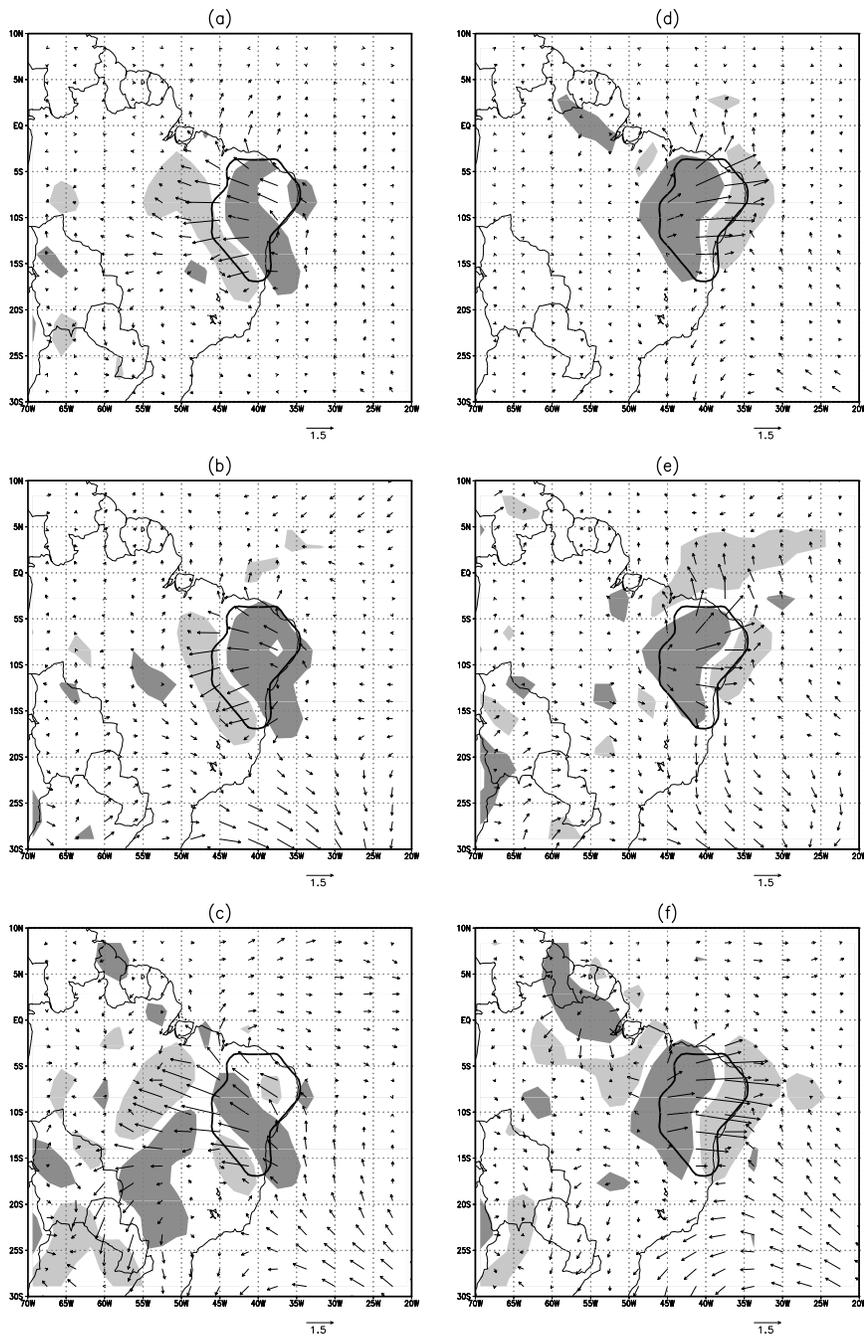


Fig. 6.6 – Anomalias de circulação atmosférica no nível de referência. (a-c) Desertificação; (d-f) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca. Ventos em m/s; sombreado escuro representa  $\omega$  maior que  $0,5 \cdot 10^{-7}$  cb/s (subsidiência); sombreado claro, menor que  $-0,5 \cdot 10^{-7}$  cb/s (ascendência).

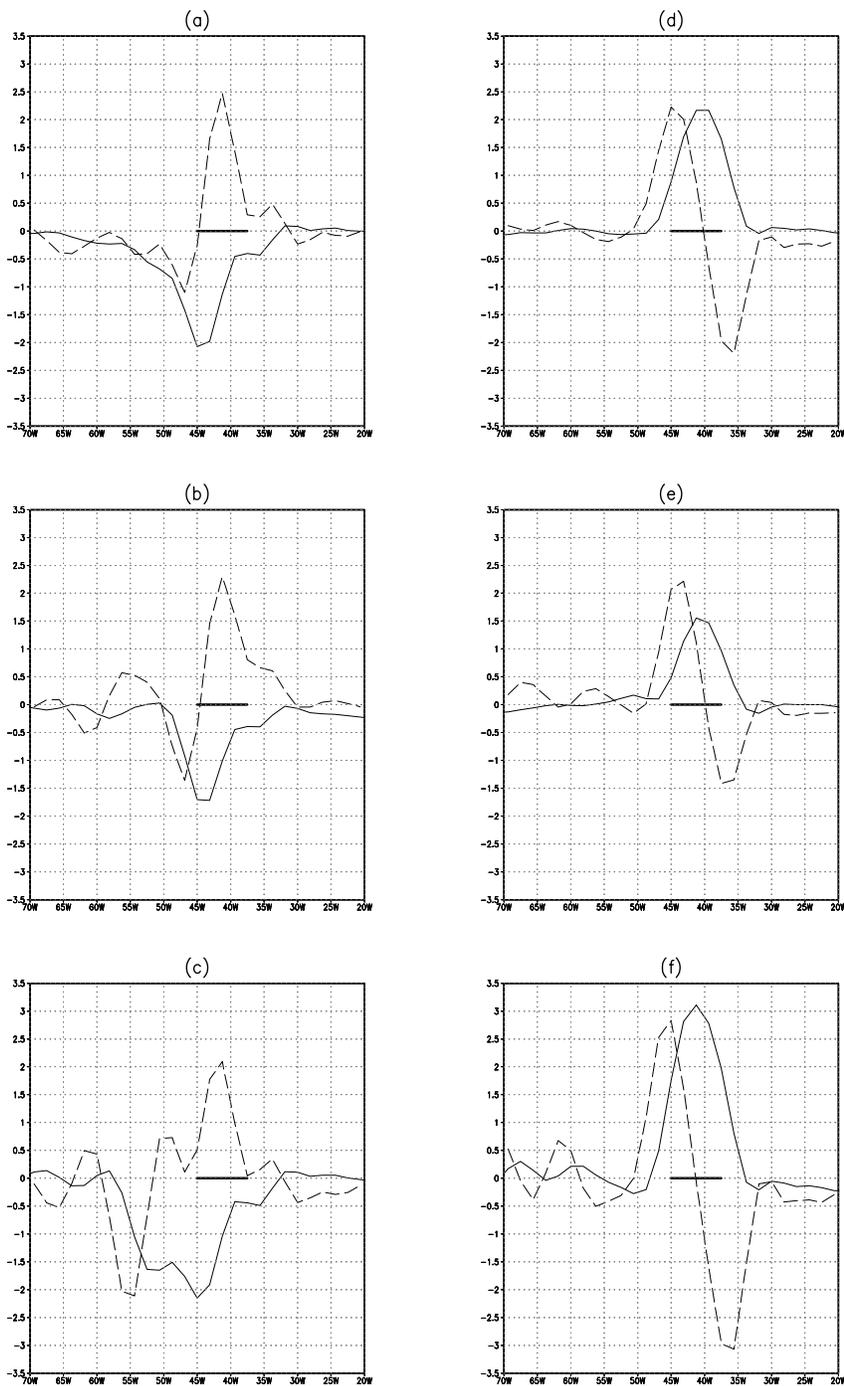


Fig. 6.7 – Anomalias de vento zonal (linha cheia, m/s) e  $\omega$  (linha tracejada,  $10^{-7}$  cb/s) no nível de referência e em  $10^{\circ}$ S. (a) Média anual; (b) estação úmida; (c) estação seca. A linha grossa indica o intervalo de longitudes que compreende o NEB.

A redução da razão de Bowen ocorre porque a redução do fluxo de calor latente - que tende a aumentar a razão - não consegue compensar a redução do fluxo de calor sensível, ou seja, a redução do fluxo de calor sensível é muito “mais” intensa que a redução do fluxo de calor latente.

Na desertificação, de forma qualitativa, pode-se interpretar a redução da razão de Bowen da seguinte forma. Por simplicidade, consideremos que o fluxo de calor latente seja inversamente proporcional à soma entre uma resistência global ( $r_g$ ), que representa o efeito conjunto das resistências estomática ( $r_c$ ) e à superfície do solo ( $r_s$ ), e a aerodinâmica ( $r_a$ ); e que os demais fatores (por exemplo, gradiente de umidade) sejam fixos.

$$LE \sim \frac{1}{r_g + r_a} \quad (6.6)$$

Consideremos, também, que a resistência global é equivalente à associação em paralelo das resistências estomática e à superfície do solo.

$$\frac{1}{r_g} = \frac{1}{r_c} + \frac{1}{r_s} \quad (6.7)$$

Portanto, a representação do fluxo de calor latente considera a transpiração vegetal e a evaporação do solo em uma única expressão - normalmente, esses dois processos são tratados de forma separada. Na mesma linha de raciocínio, consideremos que o fluxo de calor sensível seja somente inversamente proporcional à resistência aerodinâmica, ou seja, os demais fatores (por exemplo, gradiente de temperatura) sejam fixos.

$$H \sim \frac{1}{r_a} \quad (6.8)$$

A razão de Bowen, portanto, é:

$$Bo \sim 1 + \frac{r_g}{r_a}. \quad (6.9)$$

A desertificação implica, por um lado, em substituir a resistência estomática pela do solo ( $I$ , Equação 6.3); por outro lado, a redução de umidade do solo aumenta a resistência do solo ( $II$ ). Ambos os processos ( $I$  e  $II$ ) procuram aumentar a resistência global. Isso tende a aumentar a razão de Bowen. Para que a razão de Bowen diminua, é necessário que ocorra um intenso aumento da resistência aerodinâmica. Para estimar a mudança de resistência aerodinâmica decorrente da desertificação, consideremos condições neutras. Nesse caso,  $r_a$  depende somente do vento no nível

de referência ( $u_r$ ) e do comprimento de rugosidade ( $z_0$ ):

$$r_a = \frac{[\ln(z_r/z_0)]^2}{k^2 u_r}, \quad (6.10)$$

onde  $z_r$  é a altura do nível de referência e  $k$  é a constante de von Kármán. A desertificação implica na redução de  $z_0$  de 0,25 para 0,01 m, o que tende a aumentar  $r_a$ . Por outro lado,  $u_r$  aumenta de 4,5 para 5,5 m/s, o que tende a diminuir  $r_a$ . Considerando  $z_r$  de 2 m,  $r_a$  cresce de 6 para 40 - isto é, cerca de 6 vezes mais. Portanto, o aumento do vento (no nível de referência) não é capaz de compensar a diminuição de  $z_0$ ; portanto,  $r_a$  aumenta, apesar da aceleração do vento. Como  $u_* = \sqrt{u_r/r_a}$ ,  $u_*$  cai de 0,86 a 0,37, ou seja, as trocas turbulentas de quantidade de movimento diminuem com a desertificação.

Em resumo, na desertificação, a razão de Bowen quase não se altera (inclusive diminui um pouco) porque o aumento de resistência global, decorrente dos processos *I* e *II* da equação 6.3, é compensada (e também sobrepujada) pelo aumento de resistência aerodinâmica decorrente da redução do comprimento de rugosidade (apesar da aceleração do vento). O aumento da resistência aerodinâmica está associada à redução das trocas turbulentas de quantidade de movimento na Camada Limite Superficial (a velocidade de fricção diminui).

No caso da conversão em florestas, a resistência aerodinâmica diminui. O aumento do comprimento de rugosidade (para 2,65 m) determina a redução da resistência aerodinâmica, embora a velocidade do vento diminua (de 4,4 para 2,9 m/s). Pela Equação 6.10, pode-se estimar uma redução de 6 para 0,2. Em decorrência, as trocas turbulentas de momentum aumentam (a velocidade de fricção aumenta de 0,86 para 4,13). Pela Equação 6.9, para que haja uma redução da razão de Bowen, é necessário que a resistência global diminua de forma intensa, compensando e sobrepujando a redução de resistência aerodinâmica. De fato, a resistência global diminui bastante devido à substituição da resistência do solo pela estomática.

## 6.6 Pressão à superfície

Na Tabela 6.4, mostram-se os impactos na pressão à superfície. Ocorre um pequeno aumento tanto na desertificação (na estação úmida, +0,23 mb; na seca, +0,50) quanto na conversão em florestas (+0,1 mb em média anual e em ambas as estações). Na desertificação, a temperatura à superfície aumenta; portanto, o aumento de

pressão (embora pequeno) exclui o mecanismo de feedback negativo proposto por Sud e Fennessy (1984), no qual a redução de evapotranspiração leva a um aumento de temperatura à superfície, gerando uma baixa térmica e induzindo uma ascendência. Na conversão em florestas, o aumento de pressão é muito pequeno, e pode ser reflexo do resfriamento à superfície.

## 6.7 Balanço de energia atmosférico

Na Tabela 6.4, mostram-se os impactos no balanço de energia atmosférico.

### 6.7.1 Aquecimento diabático

O aquecimento diabático integrado na vertical ( $Q$ ) é a soma de três termos: fluxo de calor sensível ( $H$ ), resfriamento radiativo da atmosfera (ou saldo de radiação da atmosfera,  $Rn_{atm}$ ) e liberação de calor latente ( $LP$ , onde  $L$  é o calor latente de vaporização e  $P$ , a precipitação). Portanto, as mudanças (denotadas por  $\Delta$ ) de aquecimento diabático são dadas por:

$$\Delta Q = \Delta H + \Delta Rn_{atm} + \Delta LP. \quad (6.11)$$

Considerando que o saldo de radiação no topo da atmosfera ( $Rn_{topo}$ ) é a soma entre os saldos na atmosfera e à superfície ( $Rn_{sup}$ ):

$$\Delta Rn_{topo} = \Delta Rn_{atm} + \Delta Rn_{sup} \quad (6.12)$$

e que, em média anual, a precipitação ( $P$ ) é a soma entre evapotranspiração ( $E$ ) e convergência de umidade ( $C$ ):

$$\Delta P = \Delta E + \Delta C, \quad (6.13)$$

a equação 6.11 pode ser reescrita como:

$$\Delta Q = \Delta LC + \Delta Rn_{topo}. \quad (6.14)$$

Logo, em média anual, as mudanças de aquecimento diabático podem ser obtidas tanto da equação 6.11 quanto da 6.14.

Na desertificação, o saldo no topo é aproximadamente igual ao saldo à superfície, indicando que há pouco impacto no resfriamento radiativo da atmosfera ( $Rn_{atm} \sim 0$ ).

Na conversão em florestas, no entanto, a situação é radicalmente diferente: há pouco impacto no saldo do topo ( $Rn_{topo} \sim 0$ ), pois o aumento do saldo à superfície é compensado por uma redução do saldo na atmosfera - o resfriamento radiativo da atmosfera torna-se mais intenso. Ou seja, a atmosfera absorve a quase totalidade dos impactos no balanço de radiação à superfície; no topo da atmosfera, não se encontrariam fontes ou sumidouros radiativos. Logo, na conversão em florestas, o balanço de água atmosférico é dado (utilizando a equação 6.14), simplesmente, por,  $Q \sim LC$ .

Ocorre redução de aquecimento diabático tanto na desertificação (na estação úmida,  $-32,5 \text{ W/m}^2$ ; na seca,  $-15,1$ ) quanto na conversão em florestas (na estação úmida,  $-51,6 \text{ W/m}^2$ ; na seca,  $-7,4$ ). Na estação úmida, a redução é bem mais intensa e está associada, principalmente, à redução da liberação de calor latente ( $LP$ ; na desertificação,  $-24,1 \text{ W/m}^2$ ; na conversão em florestas,  $-33,5$ ). Na estação seca, na desertificação, a redução está associada, principalmente, à redução do fluxo de calor sensível<sup>5</sup> ( $-16,4 \text{ W/m}^2$ ); na conversão em florestas, é quase numericamente igual à redução do saldo de radiação da atmosfera ( $-8,5 \text{ W/m}^2$ ), pois o aumento da liberação de calor latente ( $LP$ ,  $+20,9 \text{ W/m}^2$ ) anula a redução de calor sensível ( $-19,9 \text{ W/m}^2$ ): embora ocorra aumento de precipitação e, conseqüentemente, da liberação de calor latente, o aquecimento diabático diminui. Isso pode ser explicado da seguinte forma. Ao se fazer uma média de área sobre o NEB, a precipitação aumenta devido, principalmente, ao que ocorre na parte leste, e o aquecimento diabático diminui devido ao que ocorre na parte oeste; no entanto, não seria correto afirmar que o aumento de precipitação está associado a redução de aquecimento diabático. A interpretação correta é a de que, nesse caso específico, necessita-se de menor variação de aquecimento diabático para aumentar a precipitação do que para diminuí-la (veja o Capítulo 7).

### 6.7.2 Aquecimento adiabático e movimento vertical

Na estação úmida, para compensar a redução de aquecimento diabático, ocorre aumento de aquecimento adiabático ( $-\overline{\omega S_p}$ ; a barra indica média vertical) tanto na desertificação ( $+35,7 \text{ W/m}^2$ ) quanto na conversão em florestas ( $+44,6 \text{ W/m}^2$ ). A compensação é quase exata, indicando que o balanço de energia atmosférico seria,

---

<sup>5</sup>O aumento de aquecimento diabático na parte oriental compensa parte da redução na parte ocidental.

simplesmente:

$$\Delta Q = \Delta \overline{\omega S_p}. \quad (6.15)$$

Na estação seca, na desertificação, da mesma forma que na estação úmida, ocorre aumento de aquecimento adiabático. No entanto, esse aumento compensa somente 60% da redução de aquecimento diabático - a outra fração deve ser compensada por outros processos do balanço de energia (por exemplo, advecção, termos contendo covariância de flutuações temporais e espaciais etc.). Na conversão em florestas, o aquecimento adiabático **diminui**; ou seja, as anomalias de aquecimento tanto diabático quanto adiabático agem no mesmo sentido. Outros processos devem estar atuando para compensar ambos os aquecimentos, equilibrando o balanço de energia atmosférico. Na parte ocidental, onde há grande redução de aquecimento diabático, o aumento de aquecimento adiabático deve ser pequeno; e na parte oriental, onde há aumento de aquecimento diabático, a redução de aquecimento adiabático deve ser intensa. Em média em área, ocorre redução de aquecimento tanto diabático quanto adiabático; os erros em relação à Equação 6.15, que representam outros processos em jogo no balanço de energia, acabam se sobrepondo.

O aquecimento adiabático é a média vertical do produto de dois fatores: estabilidade estática e velocidade vertical  $\omega$ . Tanto na desertificação quanto na conversão em florestas, nas estações úmida e seca, a diferença de estabilidade estática entre controle e simulação é desprezível (não mostrado). Isso ocorre porque as diferenças de temperatura entre controle e simulação são muito pequenas (não mostrado). Portanto, diferenças de aquecimento adiabático decorrem de diferenças de  $\omega$  (Tabela 6.5).

Tanto na desertificação quanto na conversão em florestas, as anomalias de  $\omega$  são sempre mais intensas na estação úmida que na seca. Na estação úmida, ocorre subsidência (anômala) em toda a coluna troposférica; na seca, abaixo de um certo nível (400 mb na desertificação, 700 mb na conversão em florestas), ocorre subsidência; acima, ascendência. O nível de máxima subsidência, em ambas as estações, ocorre em torno de 850 mb; portanto, entre 850 mb e o nível de referência, ocorre intensa divergência atmosférica anômala. Acima de 850 mb, na desertificação, ocorre convergência atmosférica entre 850 e 500 mb. Acima de 500 mb, os valores são pequenos. Na conversão em florestas, na estação úmida, ocorre convergência atmosférica entre 850 e 700 mb. De 700 a 300 mb, os valores são pequenos. Acima de

300 mb, há convergência. Na estação seca, entre 850 e 500 mb, ocorre convergência; acima de 500 mb, divergência.

Na conversão em florestas, na estação seca, a ascendência acima de 700 mb possui um máximo em 500 mb (por isso, entre 850 e 500 mb, existe convergência). Essa estrutura vertical se assemelha à do primeiro modo baroclínico (aquecimento máximo em níveis médios). Na verdade, a estrutura vertical da conversão em florestas, na estação seca, mistura comportamentos (modos verticais) diferentes: em baixos níveis (850-700 mb), a estrutura é dominada pelo que ocorre na parte ocidental, ou seja, por subsidência; em médios e altos níveis, pelo que ocorre na parte oriental, ou seja, ascendência. A predominância da ascendência na coluna troposférica em média em área é responsável pela redução de aquecimento adiabático apresentada anteriormente.

TABELA 6.5 – Impactos regionais da desertificação (DES) e conversão em florestas (FLO) na velocidade vertical  $\omega$  ( $10^5$  cb/s). *ref* é o nível de referência.

nível (mb)	DES			FLO		
	anual	úmida	seca	anual	úmida	seca
200	+0,3	+0,6	-0,1	+0,2	+0,8	-0,2
300	+0,6	+0,7	-0,1	+0,4	+1,3	-0,4
500	+0,7	+0,5	+0,1	+0,5	+1,2	-0,5
700	+1,4	+1,1	+0,7	+0,7	+1,2	-0,1
850	+1,9	+2,0	+1,0	+1,8	+2,1	+0,9
<i>ref</i>	+0,0	+0,0	+0,0	+0,0	+0,0	+0,0

### 6.7.3 Convergência de umidade

Na análise da convergência de umidade<sup>6</sup>, consideram-se somente os níveis abaixo de 500 mb; acima de 500 mb, a contribuição das variações de convergência de umidade é muito pequena (menos de 10% da variação total integrada verticalmente).

Tanto na desertificação quanto na conversão em florestas (Tabelas 6.6 e 6.7), entre o nível de referência ( $z_r$ ) e 850 mb, ocorre divergência de umidade anômala; e, entre

<sup>6</sup>Em cada camada, calcula-se a convergência de umidade (e também os termos *I* e *II*, definidos posteriormente na seção) através de sua definição (equação 6.16), utilizando-se as funções intrínsecas (por exemplo, *hdivg* e *cdiff*) do pacote gráfico Grid Analysis and Display System (GrADS).

700 e 500 mb, convergência de umidade. **Na estação úmida, a magnitude da divergência entre  $z_r$  e 850 mb é muito alta**; além disso, entre 700 e 850 mb, ocorre uma pequena divergência. A convergência acima de 700 mb é muito menor que a divergência abaixo desse nível; portanto, integrada verticalmente, a convergência de umidade diminui substancialmente. **Na estação seca, a magnitude da divergência entre  $z_r$  e 850 mb é baixa**; além disso, entre 700 e 850 mb, ocorre uma pequena convergência. Existe uma compensação entre a convergência acima de 850 mb e a divergência abaixo desse nível; portanto, as mudanças de convergência de umidade, integradas verticalmente, possuem pequena magnitude. Na desertificação, a convergência acima de 850 mb sobrepuja a divergência, levando, pois, a um pequeno aumento da convergência de umidade integrada verticalmente; na conversão em florestas, ocorre o contrário, ou seja, a divergência abaixo de 850 mb sobrepuja a convergência, levando, pois, a uma pequena redução.

A convergência de umidade ( $C$ ) pode ser dividida em dois termos:

$$C = -\nabla \cdot (q\vec{v}) = \underbrace{[-q(\nabla \cdot \vec{v})]}_I + \underbrace{[-\vec{v} \cdot (\nabla q)]}_{II} \quad (6.16)$$

onde  $q$  é a umidade específica, e  $\vec{v}$  é o vento horizontal. O termo  $I$  está relacionado à convergência atmosférica; o termo  $II$ , ao gradiente horizontal de umidade específica (trata-se da advecção de umidade específica). Portanto, variações de convergência de umidade decorrem das variações desses dois termos. Ambos os termos são calculados utilizando médias mensais pois, nos trópicos, Rao et al. (1996) mostram que o efeito dos transientes na convergência de umidade integrada verticalmente é pequeno (estamos supondo que isso também seja válido nível a nível).

Em  $z_r$ , ocorre divergência de umidade. Na conversão em florestas, os termos  $I$  e  $II$  agem no mesmo sentido, levando a uma divergência de umidade mais intensa; na desertificação, agem em sentidos opostos, mas a magnitude do termo  $I$  é maior que a do termo  $II$ . Em 850 mb, na estação úmida, o termo  $I$  domina, levando a uma divergência de umidade; na seca, o termo  $II$  domina, levando a uma convergência. Em 700 e 500 mb, ocorre convergência de umidade.

Na estação úmida, na camada entre  $z_r$  e 850 mb, ocorre divergência de umidade, pois ocorre divergência em ambos os níveis; na camada entre 850 e 700 mb, ocorre uma pequena divergência, pois a divergência em 850 mb é mais intensa que a convergência em 700 mb. Na estação seca, na camada entre  $z_r$  e 850 mb, ocorre divergência de

umidade, pois a divergência em  $z_r$  é mais intensa que a convergência em 850 mb; na camada entre 850 e 700 mb, ocorre convergência, pois ocorre convergência em ambos os níveis. Na camada entre 700 e 500 mb, em ambos os experimentos, ocorre convergência, pois ocorre convergência em ambos os níveis. Logo, na estação úmida, ocorre divergência de umidade na camada entre  $z_r$  e 700 mb, e convergência entre 700 e 500 mb; na seca, divergência entre  $z_r$  e 850 mb, e convergência entre 850 e 500 mb. Na estação úmida, a intensa divergência entre  $z_r$  e 850 mb é a principal responsável pela redução da convergência de umidade integrada verticalmente; na seca, a divergência entre  $z_r$  e 850 mb compensa a convergência entre 850 e 500 mb, levando a convergência de umidade integrada verticalmente a mudanças de pequena magnitude (pequeno aumento na desertificação, e pequena redução na conversão em florestas).

Em  $z_r$ , ocorrem as anomalias de maior magnitude. Em ambos os experimentos, as magnitudes do termo  $I$  são semelhantes porque as anomalias de movimento vertical em 850 mb são muito semelhantes. Na estação seca, o termo  $I$  diminui (em relação ao seu valor na estação úmida) porque as anomalias de movimento vertical em 850

TABELA 6.6 – Impactos da desertificação nos termos  $I$  e  $II$  ( $10^4$  g/kg/dia), e em  $C$  (mm/dia). As anomalias de  $C$  são entre o nível e o nível acima (por exemplo, o valor de  $C$  que está na linha de 850 mb refere-se à camada entre 850 e 700 mb). As colunas 2-4 referem-se à média anual; 5-7, à estação úmida; e 8-10, à seca. *ref* é o nível de referência.

nível	anual			úmida			seca		
	$I$	$II$	$C$	$I$	$II$	$C$	$I$	$II$	$C$
500	0	0	-	0	-1	-	0	0	-
700	-2	+1	+0,3	-3	+1	+0,4	-1	-2	+0,2
850	+5	-3	-0,0	+5	-2	-0,0	+2	-3	+0,2
<i>ref</i>	+21	-5	-1,0	+24	-3	-1,3	+9	-6	-0,1

TABELA 6.7 – Mesmo que a Tabela 6.6, mas para conversão em florestas.

nível	anual			úmida			seca		
	$I$	$II$	$C$	$I$	$II$	$C$	$I$	$II$	$C$
500	0	0	-	0	0	-	0	0	-
700	-2	+1	+0,1	-2	+1	+0,1	-1	-1	+0,2
850	+3	-2	+0,1	+5	0	-0,2	-1	-2	+0,3
<i>ref</i>	+19	+5	-1,3	+24	+3	-1,7	+7	+9	-0,7

mb e a umidade específica no nível de referência diminuem. Como os gradientes não sofrem mudanças apreciáveis nos experimentos, as mudanças do termo  $II$  dependem das anomalias de vento no nível de referência, principalmente do vento zonal. A desertificação e conversão em florestas levam a impactos de sinais opostos; e isso se reflete nas mudanças do termo  $II$ . O gradiente zonal é positivo, pois existe maior umidade sobre o oceano adjacente à costa leste do NEB (e também na Zona da Mata). Portanto, as mudanças de vento no nível de referência, decorrentes das alterações do comprimento de rugosidade, influenciam o termo  $II$ .

## 6.8 Discussão

A coleção de resultados apresentados mostra que as mudanças à superfície levam a impactos em toda a coluna troposférica. Quais são os mecanismos que agem para que isso aconteça? Existe semelhança entre os mecanismos que operam na desertificação e na conversão em florestas? Antes de discutir essas questões, faz-se um resumo dos resultados até o momento.

Na desertificação, em média anual e em ambas as estações, ocorre redução do saldo de radiação. Essa redução é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos (calor sensível e latente). A precipitação e a evapotranspiração diminuem. O aquecimento diabático diminui, induzindo uma subsidência anômala em toda a coluna atmosférica. A máxima subsidência encontra-se em entre 850 e 700 mb; logo, ocorre divergência atmosférica anômala em baixos níveis e convergência em médios níveis. Na estação úmida e em média anual, a redução de precipitação é responsável pela intensa redução do aquecimento diabático da atmosfera. A divergência de umidade anômala em baixos níveis sobrepõe a convergência de umidade nos níveis acima, levando a uma redução de convergência de umidade integrada na vertical. Na estação seca, a redução de fluxo de calor sensível é responsável pela pequena redução de aquecimento diabático. A divergência de umidade anômala em baixos níveis não consegue compensar a convergência de umidade nos níveis acima, levando a um aumento de convergência de umidade integrada na vertical.

Na conversão em florestas, em média anual e em ambas as estações, ocorre aumento de evapotranspiração e redução de convergência de umidade. À superfície, ocorre aumento do saldo de radiação; o fluxo de calor sensível diminui para compensar o intenso aumento de evapotranspiração. O aquecimento diabático diminui. Em níveis mais baixos, ocorre subsidência, com máximo entre 850 e 700 mb; logo, ocorre

divergência atmosférica anômala em baixos níveis e convergência acima. Na estação úmida e em média anual, a divergência de umidade anômala em níveis mais baixos sobrepuja a convergência de umidade nos níveis acima, o que explica a redução de convergência de umidade integrada na vertical. Ocorre redução de precipitação, ou seja, o aumento de evapotranspiração não é capaz de compensar a redução de convergência de umidade. A precipitação é a maior responsável pela redução de aquecimento diabático (ou seja, o termo de liberação de calor latente é o de maior magnitude). Ocorre subsidência anômala em toda a coluna atmosférica. Na estação seca, devido aos movimentos ascendentes na parte oriental do NEB, ocorre ascendência acima de 700 mb; isso leva a uma intensa convergência em médios níveis, anulando a divergência em níveis mais baixos que ocorre na parte oriental. Logo, em média em área, ocorre aumento de precipitação, pois as mudanças de evapotranspiração são transferidas para as de precipitação. Ocorre uma pequena redução de aquecimento diabático, numericamente igual ao saldo de radiação da atmosfera, pois os termos de liberação de calor latente e fluxo de calor sensível se compensam; essa diminuição do aquecimento diabático indica a predominância da parte oriental. Por outro lado, no caso do aquecimento adiabático, ocorre redução, ou seja, predomina a parte ocidental. Espacialmente, a falta de uniformidade dos impactos (para uma alteração de vegetação uniforme no NEB) leva a anomalias regionais de baixa significância estatística (cancelamento entre o que ocorre na parte leste e oeste).

### **6.8.1 Mecanismos**

Na desertificação, em média anual e na estação úmida, a redução de precipitação decorre, por um lado, da redução de evapotranspiração. Isso sugere a ação do mecanismo de evapotranspiração. A redução de precipitação não é excessiva a ponto de gerar uma baixa em superfície e acionar o mecanismo de feedback negativo de Sud e Fennessy (1984). Por outro lado, a convergência de umidade diminui, contribuindo para a redução de precipitação. Pode-se explicar a redução de convergência de umidade pelo mecanismo de albedo. O saldo de radiação no topo da atmosfera, durante todo o ano, diminui; pode-se supor que isso decorre, em grande parte, do aumento de albedo (o que reduz, outros fatores sendo iguais, o saldo de radiação à superfície). A redução do saldo de radiação no topo da atmosfera procura resfriar a coluna atmosférica sobre o NEB. Para manter o equilíbrio térmico, a coluna atmosférica fica submetida a uma subsidência

anômala, promovendo aquecimento por compressão adiabática. Essa subsidência está associada a convergência atmosférica em níveis mais altos, e divergência nos mais baixos. Essa divergência leva a uma redução da convergência de umidade integrada verticalmente sobre o NEB. A divergência de umidade nos níveis mais baixos decorre, principalmente, da divergência atmosférica no nível de referência; e a divergência de umidade nos níveis mais baixos sobrepuja a convergência nos mais altos. A redução do comprimento de rugosidade influencia a advecção de umidade específica no nível de referência, procurando gerar uma convergência de umidade no nível de referência; no entanto, essa convergência não consegue compensar a divergência decorrente da divergência atmosférica. Portanto, os mecanismos de evapotranspiração e albedo parecem ser os mais importantes na redução de precipitação.

Na estação seca, a evapotranspiração diminui, o que sugere a atuação do mecanismo de evapotranspiração. No entanto, a convergência de umidade aumenta, como um mecanismo restaurador, levando a uma pequena redução de precipitação. Se o aumento de albedo e a redução de comprimento de rugosidade ocorrem durante todo o ano, por que o comportamento seria diferente na estação seca? Da mesma forma que na estação úmida, o saldo de radiação no topo da atmosfera diminui, induzindo uma subsidência em toda a coluna atmosférica. Logo, ocorre convergência atmosférica nos níveis mais altos, e divergência nos mais baixos. Por que, ao contrário da estação úmida, a convergência de umidade aumenta? Porque, **na estação seca, as anomalias de  $\omega$  em 850 mb são menores que na estação úmida** - isso acaba sendo o principal responsável pela redução do termo  $I$  (equação 6.16). As mudanças do comprimento de rugosidade afetam o termo  $II$ , que, embora não sendo o termo dominante, compensa grande parte da divergência gerada pelo termo  $I$  e, com isso, favorecendo o aumento da convergência de umidade. Anomalias menos intensas de  $\omega$  em 850 mb estão relacionadas a menor redução de aquecimento diabático; e isso está relacionado a pequena redução da liberação de calor latente. Fechando o loop de feedback, pequena redução de precipitação está associada a convergência de umidade compensando a redução de evapotranspiração.

Na conversão em florestas, a evapotranspiração aumenta, o que sugeriria a ação do mecanismo de evapotranspiração. Na estação úmida, no entanto, a precipitação não aumenta: a convergência de umidade age como um eficiente mecanismo restaurador. A redução de precipitação leva à redução do aquecimento diabático, o que induz uma subsidência anômala em toda a coluna atmosférica. Essa subsidência leva a

uma divergência atmosférica nos níveis mais baixos e a uma convergência acima. A divergência atmosférica é a principal responsável pela divergência de umidade nos níveis mais baixos. Essa divergência de umidade sobrepuja a convergência nos níveis acima, levando a uma redução da convergência de umidade integrada verticalmente. A redução da convergência de umidade é tão intensa que, mesmo com o aumento de evapotranspiração, a precipitação diminui.

Na estação seca, a convergência de umidade praticamente não se modifica; ocorre compensação entre as partes oriental e ocidental. Logo, pode-se dizer que a atmosfera não age para atenuar ou intensificar o aumento de evapotranspiração. Embora a precipitação aumente, o aquecimento diabático diminui, devido ao predomínio do que ocorre na parte ocidental (ocorre redução conjunta de fluxo de calor sensível e do saldo de radiação da atmosfera). A redução de aquecimento diabático está associada a uma subsidência anômala abaixo de 700 mb e ascendência nos níveis acima - o aquecimento adiabático, ao invés de compensar o diabático, também diminui, indicando predomínio do que ocorre na parte oriental. De qualquer forma, a existência de uma subsidência abaixo de 700 mb induz uma divergência atmosférica nos níveis mais baixos. Essa divergência atmosférica é responsável por cerca da metade da divergência de umidade no nível de referência. A outra metade provém do termo  $II$  (equação 6.16), devido à desaceleração do escoamento de oeste no nível de referência - ou seja, o aumento do comprimento de rugosidade procura levar a uma divergência. Na camada entre  $z_r$  e 850 mb, a divergência de umidade consegue compensar a convergência das camadas acima de 850 mb (a convergência acima de 850 mb é causada, em parte, pela ascendência da parte oriental); logo, em média de área, o impacto na convergência de umidade é pequeno. Em resumo, embora a cadeia de processos seja bastante complexa, em termos simples, ocorre aumento de evapotranspiração e precipitação; ou seja, o mecanismo de evapotranspiração, na sua forma mais simples (sem envolver convergência de umidade), parece estar atuando. No entanto, em média em área, é que as mudanças de convergência de umidade nas partes oriental e ocidental se compensam. Conforme mencionado anteriormente, a compensação de anomalias entre as partes oriental e ocidental reduz a significância estatística dos impactos na estação seca da conversão em florestas.

### **6.8.2 Comparação entre desertificação e conversão em florestas**

Nesta seção, por simplicidade, concentra-se somente na média anual; no entanto, as discussões são também válidas para a estação úmida. Restringimo-nos somente

à média anual para ilustrar o seguinte: embora as mudanças à superfície sejam “opostas”, o efeito final pode ser o mesmo.

Tanto a desertificação quanto a conversão em florestas levam a uma redução da precipitação. Portanto, o raciocínio de que, em primeira ordem, os efeitos da conversão em florestas são opostos aos da desertificação (conforme sugerido por Xue e Shukla, 1996, para o Sahel), pode não ser válido para o NEB.

Embora as mudanças dos parâmetros de superfície possam ser considerados opostos (comparando-se os dois experimentos: por exemplo, na desertificação o albedo aumenta; na conversão em florestas, diminui), o efeito na precipitação é o mesmo. Por que isso acontece? Na desertificação, como esperado, a evapotranspiração diminui; na conversão em florestas, também conforme esperado, aumenta. No entanto, em ambos os experimentos, a convergência de umidade diminui. Ou seja, embora os parâmetros de superfície tenham valores muito diferentes, o efeito é o mesmo na convergência de umidade. Essa diminuição decorre da intensa divergência de umidade, em baixos níveis, que não consegue ser compensada pela convergência em níveis mais altos.

Em ambos os experimentos, o perfil atmosférico fica sujeito a uma subsidência que procura compensar a redução de aquecimento diabático. Mesmo sem a redução da liberação de calor latente (decorrente da redução de precipitação), o aquecimento diabático diminuiria devido à **redução do fluxo de calor sensível**<sup>7</sup>. Na desertificação, a redução no fluxo de calor sensível pode ser atribuído ao aumento de albedo. Na conversão em florestas, a redução do fluxo de calor sensível decorre da partição de energia: embora seja maior (devido, em parte, a um menor albedo), o saldo de radiação à superfície é utilizado para compensar o grande aumento de evapotranspiração. No entanto, devido à maior disponibilidade de vapor na baixa troposfera, os sistemas transientes poderiam produzir uma maior precipitação (e compensando a redução de precipitação decorrente da diminuição do fluxo de calor sensível); isso realmente ocorre na parte oriental do NEB. No entanto, o que ocorre na parte ocidental acaba predominando. De qualquer forma, o ponto principal é que, mesmo com mudanças opostas dos parâmetros de superfície, através de diferentes caminhos, chega-se a um mesmo ponto: redução de aquecimento diabático. A partir daí, os processos ocorrem de forma semelhante, o que explica a semelhança das

---

<sup>7</sup>A redução do fluxo de calor sensível, em ambos os experimentos, motiva uma outra simulação: a de savanização do NEB. Nesse caso, havendo aumento do fluxo de calor sensível, a precipitação poderia aumentar. Essa sugestão está também apresentada na seção 10.1.

anomalias de precipitação. No entanto, cabe lembrar que, na conversão em florestas, o cancelamento de anomalias entre as partes oriental e ocidental na estação seca indica que outros mecanismos devem estar operando. Isso introduz uma incerteza na tese de que existe um mecanismo comum operando tanto na desertificação quanto na conversão em florestas (também, na conversão em florestas, as anomalias decorrentes da mudança de vegetação não são suficientemente intensas para produzir uma alta significância estatística; a variabilidade intrínseca do modelo acaba tendo magnitudes comparáveis às anomalias).

## CAPÍTULO 7

### GRANDE ESCALA

#### 7.1 Mudanças remotas

Em ambos os experimentos, mudanças significativas de precipitação não ocorrem somente no NEB, mas também em outras regiões. Daqui em diante, a significância estatística das anomalias será avaliada pelo teste do sinal.

Na desertificação, em média anual, a redução significativa de precipitação se estende a sudoeste do NEB, englobando a parte central do Brasil (COB). Ocorre aumento significativo de precipitação ao norte, na faixa da ZCIT ao norte do NEB (ZCN), e ao sul do NEB, na faixa que engloba o norte da Argentina, o Uruguai e o sul do RS (SUL). Esse padrão espacial - redução de precipitação no NEB e COB, e aumento na ZCN e no SUL - é o resultado da composição de dois dipolos distintos. Na estação úmida, há um dipolo de anomalias de precipitação entre NEB e ZCN (redução no NEB, aumento na ZCN); na seca, entre COB e SUL (redução no COB, aumento no SUL). O dipolo entre NEB e ZCN está associado, principalmente, a mudanças de convergência de umidade; entre COB e SUL, a mudanças tanto de convergência de umidade quanto de evapotranspiração<sup>1</sup> (Figuras 7.1 e 7.2). Em ambos os dipolos, as anomalias de precipitação são intensas e significativas<sup>2</sup>. Pode-se notar que, na estação seca, o impacto na precipitação do NEB é pequeno (como mostrado na seção 6.1: ao invés de um dipolo com um dos pólos sobre o NEB, o pólo se desloca para o COB).

Na conversão em florestas, em média anual, além da redução significativa de precipitação no NEB, ocorre aumento significativo na ZCN e no SUL; não há mudanças significativas no COB. Esse padrão reproduz, em grande parte, o que ocorre na estação úmida. Na estação seca, ocorre aumento significativo de precipitação na parte leste do NEB (estendendo-se até cerca de 25°W), no SUL e na parte oeste da ZCN (nos locais onde há redução de precipitação, Atlântico subtropical a leste do SUL e parte norte da ZCN, as anomalias são pequenas e não possuem significância estatística). O aumento na parte leste do NEB não aparece

---

<sup>1</sup>No SUL, o aumento de evapotranspiração é um efeito de segunda ordem da desertificação do NEB, pois não está associado a alterações da cobertura vegetal.

<sup>2</sup>Na estação seca, o dipolo entre COB e SUL é significativo não somente pelo teste do sinal, mas também pelo teste *t* de Student a níveis de teste inferiores a 5%.

em média anual; os aumentos no SUL e na parte oeste da ZCN complementam as mudanças na estação úmida. Na ZCN e no NEB, os impactos estão associados, principalmente, a mudanças da convergência de umidade; no SUL, a mudanças tanto de convergência de umidade quanto de precipitação (como mostrado na seção 6.1, no NEB, ocorre aumento significativo de evapotranspiração durante todo o ano).

Em geral, ambos os experimentos mostram redução de precipitação no NEB, e aumento na ZCN e no SUL. Logo, os efeitos das alterações de vegetação do NEB na precipitação envolvem as mesmas regiões. Isso é particularmente verdadeiro para a estação úmida e média anual. Logo, pode-se antecipar que, provavelmente, os impactos na circulação atmosférica terão aspectos comuns em ambos os experimentos.

As mudanças de precipitação estão associadas a anomalias de aquecimento diabático (Figura 7.3) e movimento vertical (Figura 7.4). Como regra geral, onde a precipitação aumenta, ocorrem fontes de calor e ascensão anômalas; onde diminui, sumidouros e subsidência. A relação entre aquecimento diabático e movimento vertical é esperada: nos trópicos, em grande escala, o termo de advecção de temperatura pode ser desprezada no balanço de energia da atmosfera (por exemplo, Holton, 1992, p.385); logo, deve existir um equilíbrio entre os termos de aquecimento diabático e adiabático. Isso é confirmado pelos resultados: embora haja muita dispersão na estação seca, nota-se a existência de uma clara relação linear entre as anomalias de aquecimento diabático e de movimento vertical médio (Figura 7.5). As mudanças de precipitação e aquecimento diabático possuem, em geral, relação de 1:1, ou seja, o termo de liberação de calor latente é o dominante nas anomalias de aquecimento diabático (Figura 7.6). Exceções à regra podem ocorrer particularmente para anomalias menos intensas (próximo ao valor zero, os pontos da Figura 7.6 possuem dispersão maior em relação à reta 1:1). Esse é o caso na conversão em florestas, na estação seca, na parte oeste do NEB: embora haja redução de aquecimento diabático e subsidência, a precipitação não diminui. Em consequência, ao se fazer uma média de área sobre o NEB, a precipitação aumenta devido ao que ocorre na parte leste, e o aquecimento diabático diminui devido à parte oeste; no entanto, não seria correto afirmar que o aumento de precipitação está associado a redução de aquecimento diabático. A interpretação correta é a de que, nesse caso específico, necessita-se de menor variação de aquecimento diabático para aumentar a precipitação do que para diminuí-la.

As anomalias de movimento vertical estão associadas a mudanças da circulação atmosférica. Por conservação de massa,  $\partial\omega/\partial p = -(\partial u/\partial x + \partial v/\partial y)$ , ou seja, a variação vertical das anomalias de movimento vertical estão relacionadas a anomalias da componente divergente do vento. Em geral, onde há ascendência (subsidiência) anômala em média na troposfera, ocorre convergência (divergência) em baixos níveis e divergência (convergência) em médios ou altos níveis. Há casos em que as anomalias de movimento vertical estão confinadas a uma camada rasa próxima à superfície: por exemplo, divergência em 850 mb e convergência em 700 mb, e sem sinal de mudanças em altos níveis. A influência das anomalias de movimento vertical na circulação atmosférica é mais importante em baixos níveis, onde, em geral, o escoamento (anômalo) é tanto divergente quanto rotacional. Por exemplo, em ambos os experimentos e ambas as estações, em média entre 40°S-10°N e 60°W-20°W, a razão entre as magnitudes da componente divergente e rotacional das anomalias de vento decresce de cerca de 30-40% em baixos níveis a 10-15% em altos níveis (ou seja, a magnitude da componente divergente, em baixos níveis, é de 2 a 3 vezes maior que em altos níveis). Além disso, em baixos níveis, a componente divergente possui as maiores magnitudes na faixa tropical; fora dessa faixa, a componente rotacional predomina<sup>3</sup> (por exemplo, Figura 7.7). Portanto, as anomalias de movimento vertical são importantes para entender a circulação (anômala) em baixos níveis e na faixa tropical.

Além do movimento vertical, anomalias de temperatura também influenciam a circulação atmosférica. Em uma atmosfera barotrópica e hidrostática, um aquecimento uniforme da coluna troposférica leva a um aumento da espessura (pela equação hipsométrica). O aumento de espessura, relativamente às vizinhanças, gera um gradiente de pressão que acelera o vento no sentido de provocar divergência. A equação da continuidade entre duas superfícies substantivas, no estado estacionário e sob resfriamento Newtoniano, pode ser escrita como:

$$\underbrace{\epsilon\phi}_I + \underbrace{gH\delta}_{II} = \underbrace{Q}_{III} \quad (7.1)$$

onde  $\epsilon$  é o parâmetro de resfriamento newtoniano;  $\phi$ , a altura geopotencial;  $g$ , a aceleração da gravidade;  $H$ , a espessura média da camada;  $\delta$ , a divergência atmosférica; e  $Q$ , a fonte de massa. O termo  $I$  representa o resfriamento newtoniano;

---

<sup>3</sup>Fora da faixa tropical, a componente divergente das anomalias de vento somente se torna importante quando a magnitude do vento total é pequena.

*II*, a divergência atmosférica; e *III*, a forçante de massa. No caso da divergência ser pequena, então o termo de resfriamento newtoniano compensa o da forçante - ou seja, embora haja divergência, ela não é suficiente para modificar, substancialmente, o aumento de espessura. O que controla a partição da forçante entre os termos *I* e *II* é a escala de tempo de ajustamento do campo de massa ao resfriamento newtoniano; se o ajustamento é suficientemente rápido, então os ventos tornam-se fracos e a divergência diminui, ou seja, variações de espessura não provocam uma resposta divergente. O gradiente horizontal da espessura induziria, então, um escoamento geostrófico, que é puramente rotacional. Em altos níveis (200-300 mb), como mostrado anteriormente, esse raciocínio se aplica: embora haja uma pequena divergência, pode-se considerar que o escoamento é dominado pela componente rotacional do vento, ou seja, o escoamento está associado a anomalias do campo de massa. Logo, considerando uma camada barotrópica em altos níveis, para manter a vorticidade potencial constante, para um dado ponto ( $f$  constante e não nulo), aumento (diminuição) de espessura ( $h$ ) deve estar associado a ganho de vorticidade relativa ( $\zeta$ ) positiva (negativa).

## 7.2 Circulação em baixos níveis

### 7.2.1 Estação úmida

Destacam-se 4 regiões onde ocorrem anomalias de movimento vertical: a ZCN (*a*), o NEB (*b*), a região localizada ao sul do NEB (*c*) e o Atlântico subtropical sul (ATS, *d*). Pode-se considerar *c* como uma extensão de *d*. Na desertificação, a região *d* encontra-se localizada no oceano; na conversão em florestas, próximo ao continente. Em *a*, *c* e *d*, ocorre ascendência; em *b*, subsidência. Em 850 mb, ocorre convergência atmosférica onde há ascendência (*a*, *c* e *d*), e divergência onde há subsidência (*b*; Figura 7.8). Em 700 mb, ocorre convergência em *b* e *d*, e divergência em *a* e *c* (Figura 7.9). Em *a*, *b* e *c*, as anomalias de convergência em 700 e 850 mb possuem sinais opostos; logo, as anomalias de movimento vertical de maior magnitude devem estar localizadas entre 850 e 700 mb. Em *d*, ao contrário, as anomalias de convergência possuem mesmo sinal; como, em altos níveis, o sinal é oposto (Figura 7.10), pode-se concluir que as anomalias de movimento vertical de maior magnitude devem estar localizadas em médios níveis.

O escoamento na faixa extratropical (Figuras 7.11, 7.12) - onde se encontra *d* - é muito semelhante em ambos os experimentos e tanto em 850 mb quanto em 700

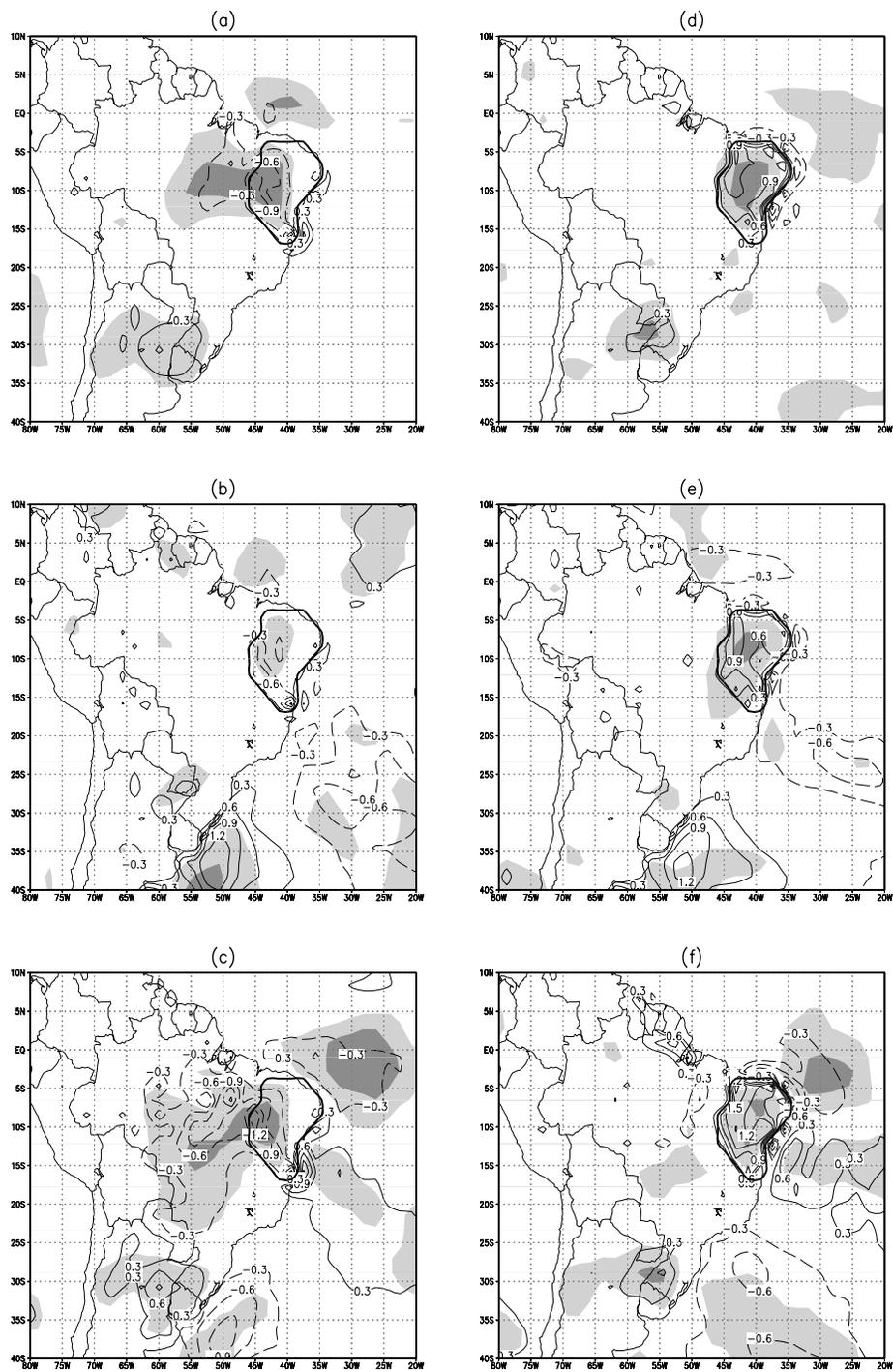


Fig. 7.1 – Anomalias de evapotranspiração (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

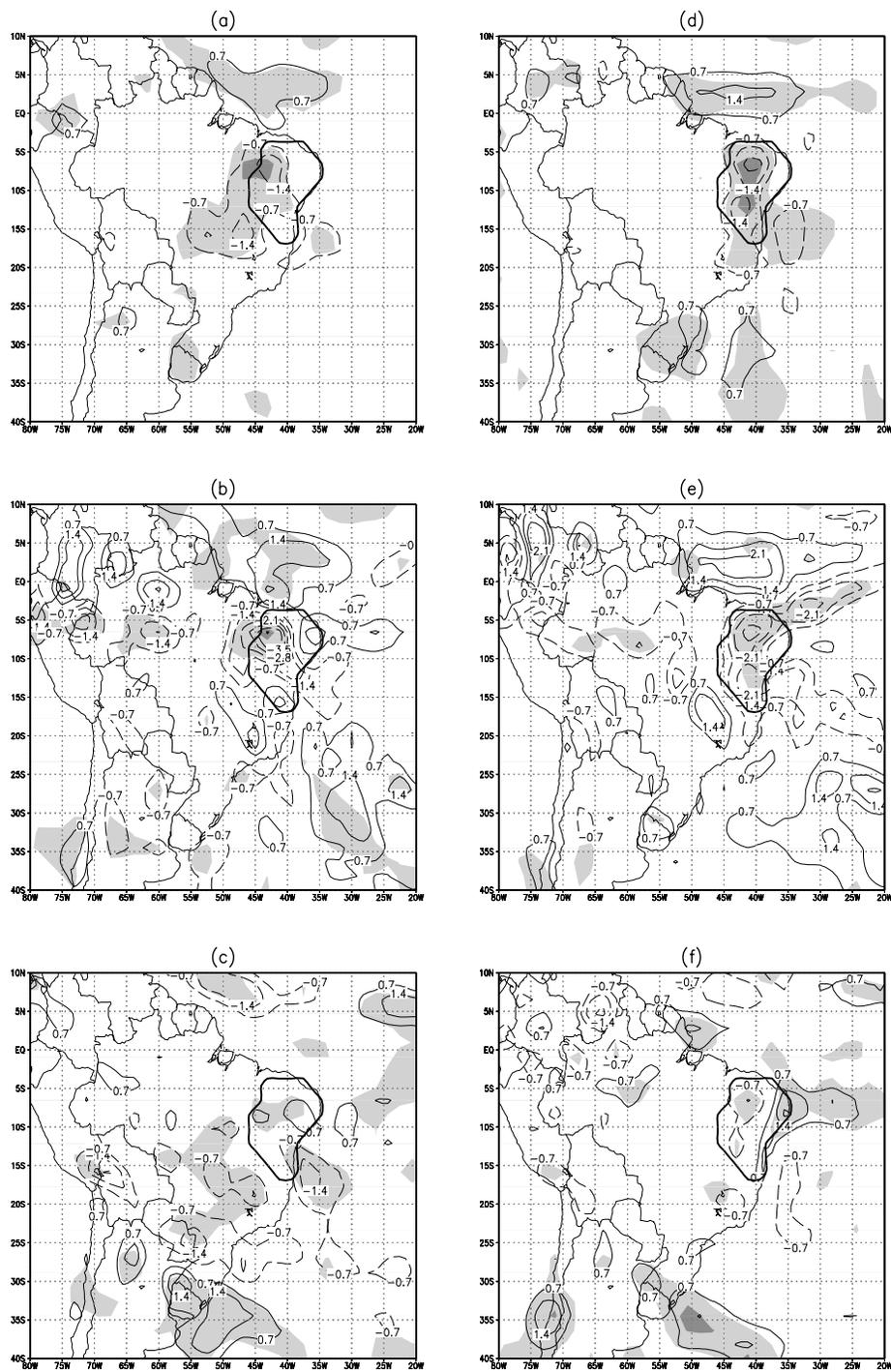


Fig. 7.2 – Anomalias de convergência de umidade (mm/dia). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

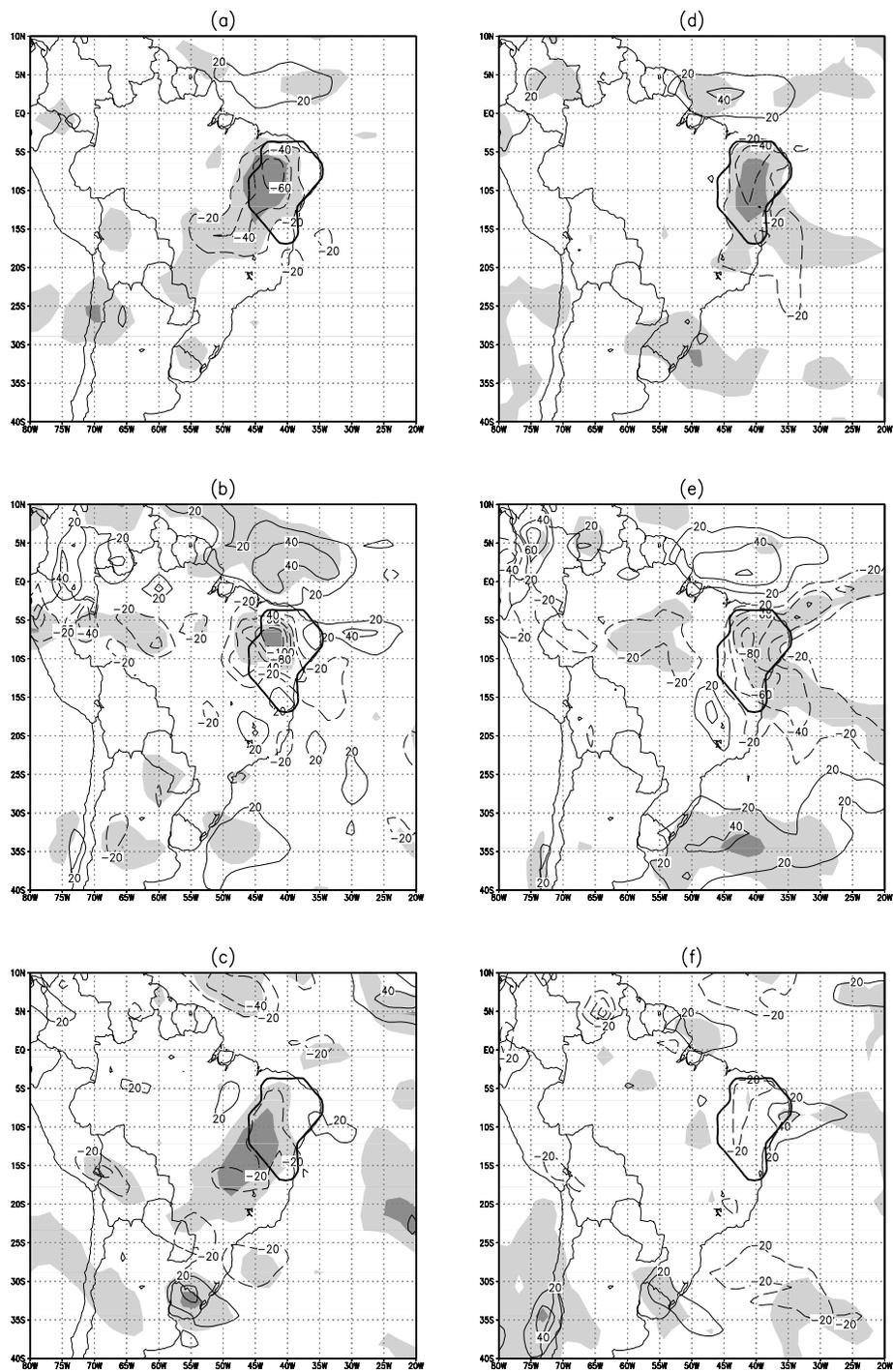


Fig. 7.3 – Anomalias de aquecimento diabático ( $W/m^2$ ). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

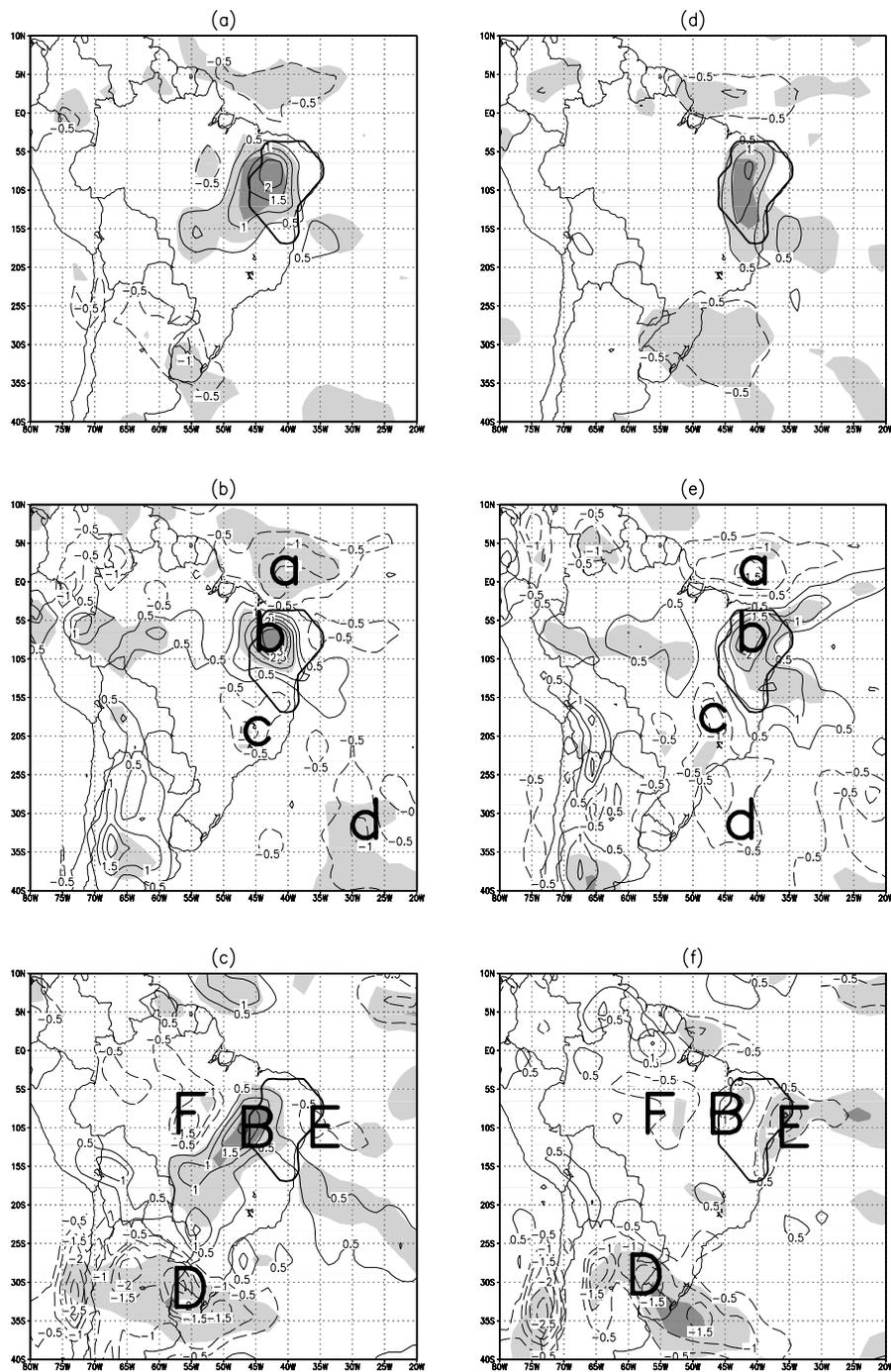


Fig. 7.4 – Anomalias de  $\omega$  médio entre 850 e 200 mb ( $10^{-5}$ cb/s). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

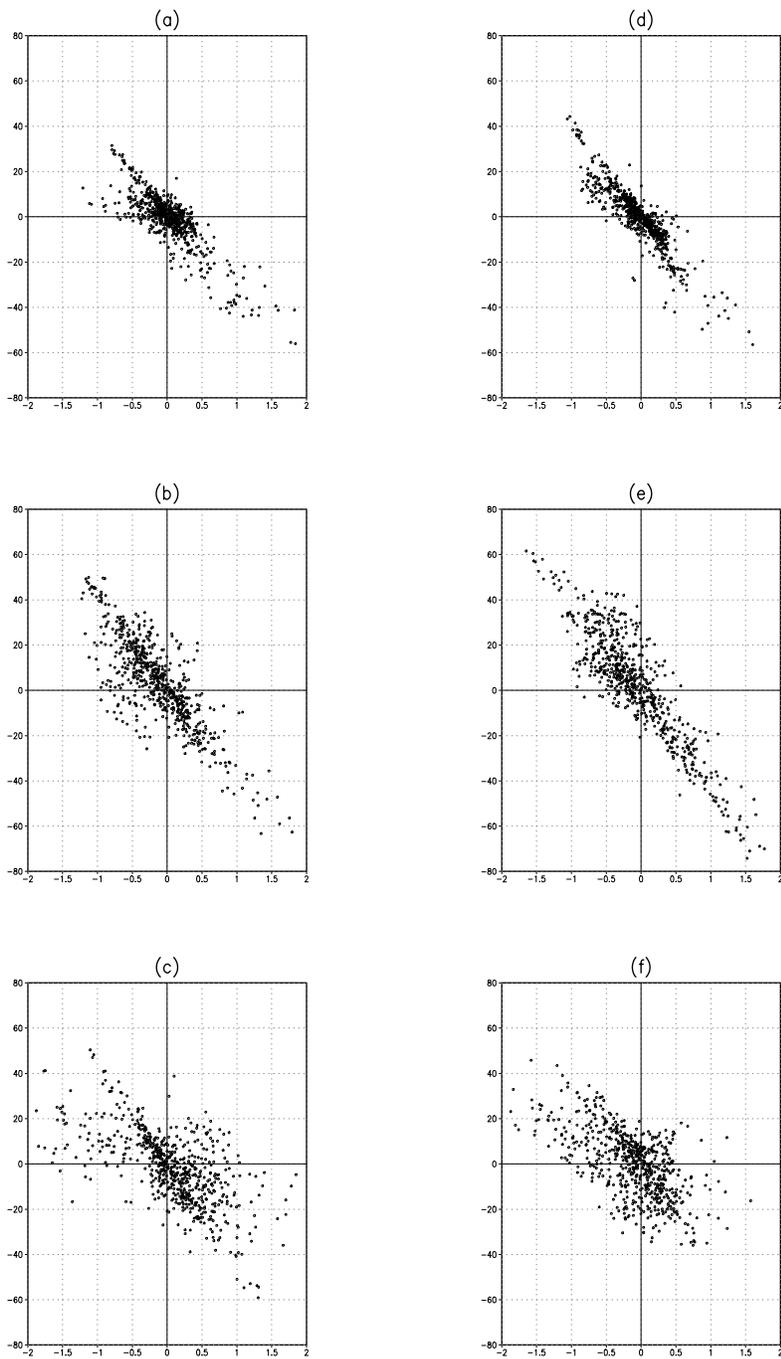


Fig. 7.5 – Relação entre anomalias de  $\omega$  médio entre 850 e 200 mb ( $10^{-5}$ cb/s, abscissas), e aquecimento diabático ( $W/m^2$ , ordenadas) entre  $40^{\circ}S-10^{\circ}N$  e  $60^{\circ}W-20^{\circ}W$ .(a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

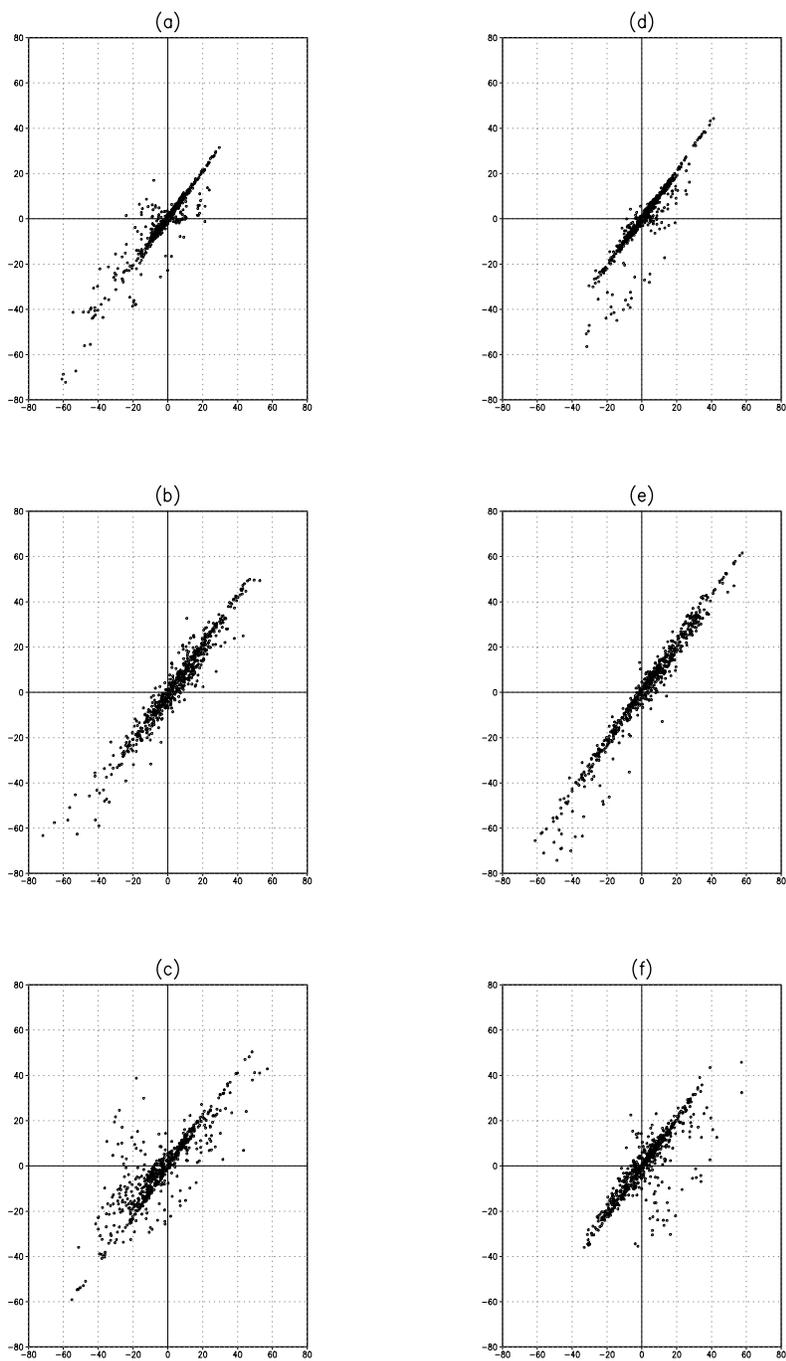


Fig. 7.6 – Relação entre anomalias de precipitação ( $W/m^2$ , abscissas) e aquecimento diabático ( $W/m^2$ , ordenadas) entre  $40^{\circ}S-10^{\circ}N$  e  $60^{\circ}W-20^{\circ}W$ .(a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

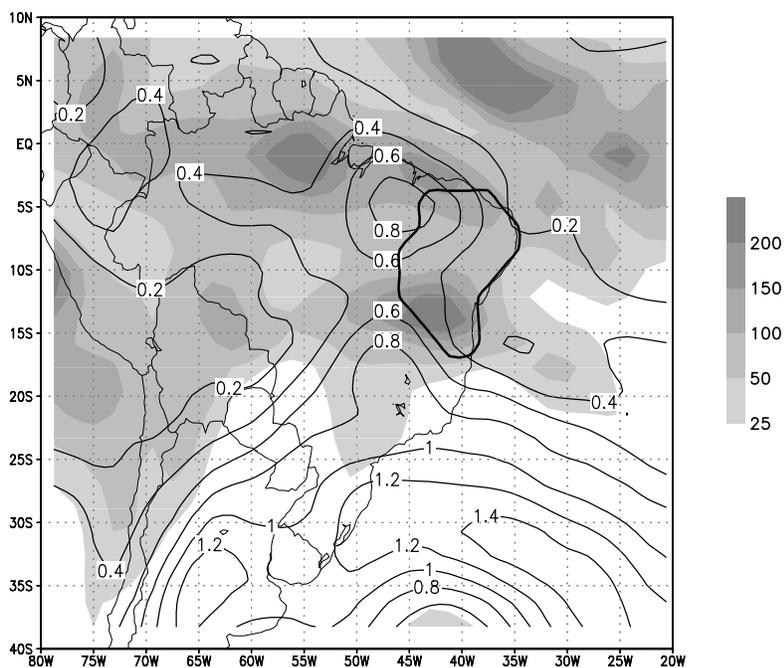


Fig. 7.7 – Isolinhas de magnitude das anomalias de vento em 850 mb, na estação úmida, para o experimento de desertificação. O sombreado representa a razão entre a magnitude do vento divergente e a do vento rotacional. As maiores magnitudes da componente divergente na faixa tropical, e a predominância da componente rotacional fora dessa faixa, são características encontradas, também, para outras situações.

mb. A leste dos Andes, trata-se de um escoamento de oeste, ciclônico, associado a uma baixa cujo centro se encontra em torno de 40°S, 45°W. Os ventos seguem as isolinhas de altura geopotencial, ou seja, predomina a componente rotacional do vento. Portanto, a convergência em  $d$  está associada a um escoamento ciclônico<sup>4</sup>.

Na faixa tropical, descrevem-se, separadamente, os padrões de escoamento de cada experimento.

Na desertificação, em 850 mb, no NEB, há uma alta localizada em sua fronteira oeste. O escoamento é predominantemente divergente, pois os ventos cruzam as isolinhas de altura. No núcleo do NEB de maior divergência, ocorrem pequenas anomalias de vorticidade positiva (anticiclônica no HS). Ao norte do núcleo, indo em direção ao

<sup>4</sup>Na desertificação, a região  $d$ , embora esteja sob influência do escoamento ciclônico, localiza-se entre a baixa, a oeste, e uma alta, a leste; logo, a convergência pode estar associada à advecção meridional de vorticidade planetária ( $v\beta$ ).

HN, as anomalias de leste procuram mudar de sentido, tornando-se menos zonais e mais meridionais (de sul); esse giro acontece com o ganho de vorticidade negativa (cyclônica no HS). Passando o Equador, as anomalias de vento, agora orientadas predominantemente no sentido meridional, convergem na ZCN. A estrutura entre 10°S-5°N e 55°W-40°W, é semelhante à da onda mista estudada por Gill (1980), embora mais confinada meridionalmente no HN. Ao sul do NEB, indo em direção sul, as anomalias de nordeste ganham mais vorticidade positiva (anticiclônica), convergindo ao norte de *c*; ao sul de *c*, ganham pequena vorticidade negativa (cyclônica). Em 700 mb, no NEB, existe um claro movimento ciclônico, associado a um ganho de vorticidade negativa; e esse movimento ciclônico está associada a uma baixa. Ao sul, existe um claro ganho de vorticidade anticiclônica associada a uma alta. Na ZCN, o escoamento é dominado pela componente divergente: um escoamento meridional, em direção ao sul, deixa a ZCN e chega ao NEB, provocando divergência na ZCN.

Na conversão em florestas, em 850 mb, o escoamento mostra, no NEB, uma divergência na direção meridional: ventos de sul na fronteira norte, e de norte na fronteira sul. Os ventos de sul estão associados a movimentos ciclônicos a leste do NEB, e anticiclônicos a oeste (isso pode ser claramente visto no campo de linhas de corrente). Indo em direção norte, os ventos de sul tornam-se menos intensos, convergindo na ZCN (*a*). Os ventos de norte, ao convergirem no sul do NEB, ganham vorticidade ciclônica. Em *a*, *b* e *c*, as variações do campo de massa são pequenas. Em 700 mb, no NEB (*b*), o escoamento (anômalo) mostra que a convergência ocorre devido ao vento meridional de norte na fronteira norte; e essa convergência está associada a um escoamento ciclônico. Ao sul do NEB (*c*), há movimentos anticiclônicos associados à divergência. Na ZCN (*a*), parece existir, embora de forma não muito clara, ganho de vorticidade anticiclônica; as anomalias de leste, ao norte da ZCN, tornam-se meridionais ao se aproximarem da fronteira norte do NEB.

Em geral, na faixa tropical, as anomalias de 850 e 700 mb são opostas, sugerindo que a camada entre 850 e 700 mb possa ser analisada isoladamente<sup>5</sup>. Nesta camada - de espessura de cerca de 1,5 km - prevalece o primeiro modo baroclínico. Utilizando o modelo de Gill (1980), a escala de comprimento horizontal seria de cerca de somente 3°, ou seja, cerca de 1/3 do valor obtido para toda a troposfera. Ou seja, o duto

---

<sup>5</sup>Na desertificação, os comportamentos opostos em 850 e 700 mb é bastante claro; na conversão em florestas, não é muito claro, embora haja a inversão do vento meridional no NEB ao se passar de 850 para 700 mb.

equatorial seria mais confinado meridionalmente, o que explica, na desertificação, o maior confinamento da estrutura de onda mista (entre  $b$  e  $a$ ) em 850 mb.

### 7.2.2 Estação seca

Destacam-se 4 regiões onde ocorrem anomalias de movimento vertical: leste da Amazônia ( $F$ ), parte ocidental do NEB ( $B$ ), parte oriental do NEB ( $E$ ) e SUL ( $D$ ). Em  $F$ ,  $E$  e  $D$ , ocorre ascendência; em  $B$ , subsidência. Na desertificação,  $B$  inclui o COB. Em 850 mb, há divergência em  $B$ , e convergência em  $F$ ,  $E$  e  $D$ <sup>6</sup>. Em 700 mb, há convergência em  $B$  e  $D$ , e divergência em  $F$ ; em  $E$ , não há mudanças. Em  $B$  e  $F$ , as anomalias de convergência em 700 e 850 mb possuem sinais opostos; logo, as anomalias de movimento vertical de maior magnitude devem estar localizadas entre 850 e 700 mb. Em  $D$ , ao contrário, as anomalias de convergência possuem mesmo sinal; como, em altos níveis, o sinal é oposto (Figura 7.10), pode-se concluir que as anomalias de movimento vertical de maior magnitude devem estar localizadas em médios níveis. Em  $E$ , as anomalias estão confinadas em níveis muito próximos a 850 mb, não chegando a 700 mb.

Em ambos os experimentos, o escoamento extratropical em 850 e 700 mb são semelhantes. Trata-se de um escoamento de leste, anticiclônico a oeste de  $55^\circ\text{W}$ , e ciclônico a leste; o escoamento anticiclônico está associado a uma alta localizada no oceano, e o ciclônico, a uma baixa no continente. Na conversão em florestas, a baixa continental é mais intensa. Os ventos seguem as isolinhas de altura geopotencial, ou seja, predomina a componente rotacional do vento. Portanto, a ascendência em  $D$  está associada a movimentos ciclônicos<sup>7</sup>.

Na faixa tropical, descrevem-se, separadamente, os padrões de escoamento de cada experimento. Diferentemente da estação úmida, para analisar o escoamento em 850 mb, é necessário considerar as anomalias de vento no nível de referência.

Na desertificação, em 850 mb, sobre o NEB, predominam anomalias de leste; claramente, na sua fronteira oeste, ocorre uma aceleração do vento e divergência - trata-se de um padrão semelhante ao que ocorre no nível de referência. O ganho de vortacidade é pequeno; logo, a divergência no núcleo a sudoeste do NEB ( $B$ ) não

---

<sup>6</sup>Na desertificação, ao norte de  $B$ , há uma intensa convergência que não aparece no movimento vertical médio.

<sup>7</sup>A região  $D$ , embora esteja sob influência do escoamento ciclônico, localiza-se entre a baixa, a oeste, e a alta, a leste; logo, a convergência pode estar associada à advecção meridional de vortacidade planetária ( $v\beta$ ).

está associada a ganhos de vorticidade. Na fronteira noroeste, as anomalias ganham vorticidade ciclônica; em direção ao Equador, as anomalias se tornam meridionais (de sul) e passam a ser de oeste. Trata-se de um padrão semelhante ao da onda mista estudado por Gill (1980). Na fronteira sudoeste do NEB, as anomalias de vento ganham vorticidade anticiclônica (associada a uma crista); em direção ao sul, as anomalias procuram se tornar meridionais (de norte). Logo, a divergência no COB ( $B$ ) está associada a movimentos anticiclônicos; e esse escoamento anticiclônico está associado a uma crista de altura geopotencial sobre o COB. A convergência em  $F$  decorre da desaceleração da anomalia de leste que sai da fronteira oeste do NEB; trata-se de um reflexo do que ocorre no nível de referência. Da mesma forma, a pequena convergência em  $E$  parece estar associada à convergência que ocorre no noroeste do NEB no nível de referência. Em 700 mb, ao norte de  $F$  e  $B$ , ocorre um escoamento preponderantemente divergente: as anomalias de vento cruzam, quase perpendicularmente, as isolinhas de altura. Embora dominado pela parte divergente, ocorre um ganho de vorticidade anticiclônica em  $F$  - associado a uma alta - e ciclônica em  $B$  - associado a uma baixa. O ganho de vorticidade é mais claro no NEB ( $B$ ) e menos na Amazônia ( $F$ ).

Na conversão em florestas, em 850 mb, as anomalias de vento mostram que o NEB é uma região de convergência; a oeste do NEB, há anomalias de oeste; a leste, de leste. Essa convergência é compensada, em parte, pelo escoamento meridional, de sul, na fronteira norte do NEB. Na fronteira nordeste ( $E$ ), ocorre desaceleração das anomalias de leste e ganho vorticidade ciclônica (indo na direção norte, as anomalias tornam-se meridionais, de sul, e depois de oeste. Na fronteira noroeste ( $B$ ), as anomalias de oeste ganham vorticidade anticiclônica (indo na direção norte, as anomalias tornam-se meridionais, de sul) associada à divergência atmosférica. A partir do norte do NEB, em direção ao norte, o padrão é semelhante ao da onda mista estudado por Gill (1980). A sudoeste do NEB, estendendo-se a oeste (cobrindo a parte sul de  $F$ ), entre os ventos de leste (da faixa extratropical) e de oeste (da faixa tropical a oeste do NEB), existe uma circulação ciclônica associada a um cavado. As anomalias de convergência em  $B$  e  $E$  são muito semelhantes ao encontrado no nível de referência. Em 700 mb, da mesma forma que em 850 mb, o NEB continua sendo uma região de convergência: anomalias de oeste a oeste do NEB, e de leste a leste do NEB. No entanto, na fronteira norte, ao contrário do que acontece em 850 mb, o escoamento é de norte, associado a um ganho de vorticidade ciclônica em  $B$ . A convergência em  $B$  está associada à divergência em  $F$ . Em  $F$ , o escoamento

é dominado pela componente divergente: a leste de  $F$ , ocorrem as anomalias de oeste que chegam à fronteira oeste do NEB; e, ao norte de  $F$ , as anomalias de sul convergem (essa convergência ocorre com ganho de vorticidade ciclônica).

### 7.3 Circulação em altos níveis

Em altos níveis (200-300 mb), como regra geral, conforme mostrado anteriormente (seção 7.1), o escoamento é rotacional; somente onde a magnitude das anomalias do vento são pequenas, a componente divergente é comparável à rotacional. Mesmo não sendo importante para explicar os campos de massa e vento, a divergência em altos níveis está conectada aos movimentos verticais médios e à convergência em baixos níveis; portanto, descrevem-se alguns de seus aspectos (Figura 7.10). Em ambos os experimentos, uma característica importante a ser salientada é a divergência atmosférica em  $d$  e  $D$ ; logo, em  $d$  e  $D$ , conforme já mencionado anteriormente, as anomalias de movimento vertical de maior magnitude devem estar localizadas em médios níveis (estrutura vertical de primeiro modo baroclínico em toda a troposfera).

Na estação úmida, na desertificação, há divergência em  $a$  e convergência em  $b$ ; logo, as características de convergência em 700 mb chegam até os altos níveis (ou seja,  $\partial\omega/\partial p$  conserva o sinal; acima da máxima magnitude em baixos níveis, as anomalias de movimento vertical decaem, monotonicamente, até os altos níveis). Na conversão em florestas, da mesma forma que na desertificação, ocorre divergência em  $a$  (embora não seja muito clara) e convergência em  $b$ .

Na estação seca, na desertificação, há uma faixa de convergência, orientada na direção NO-SE e que engloba o NEB; essa convergência mostra que o movimento vertical em  $F$  e  $E$  não atinge os altos níveis (pode-se considerar que  $F$  e  $E$  são “intrusos” na região de convergência em altos e divergência em baixos níveis). Na conversão em florestas, existe divergência na região do NEB; essa divergência mostra que o movimento vertical em  $B$  não atinge os altos níveis (pode-se considerar que  $B$  é “intruso” na região de divergência em altos e convergência em baixos níveis).

Em altos níveis, as anomalias do campo de massa estão associadas a mudanças de temperatura; conforme mostrado anteriormente (7.1), o termo de divergência atmosférica pode ser desprezado. O escoamento pode ser considerado em balanço geostrófico com as anomalias do campos de massa. Essas mesmas características são notadas em 500 mb (não mostrado), sugerindo uma estrutura barotrópica entre 200

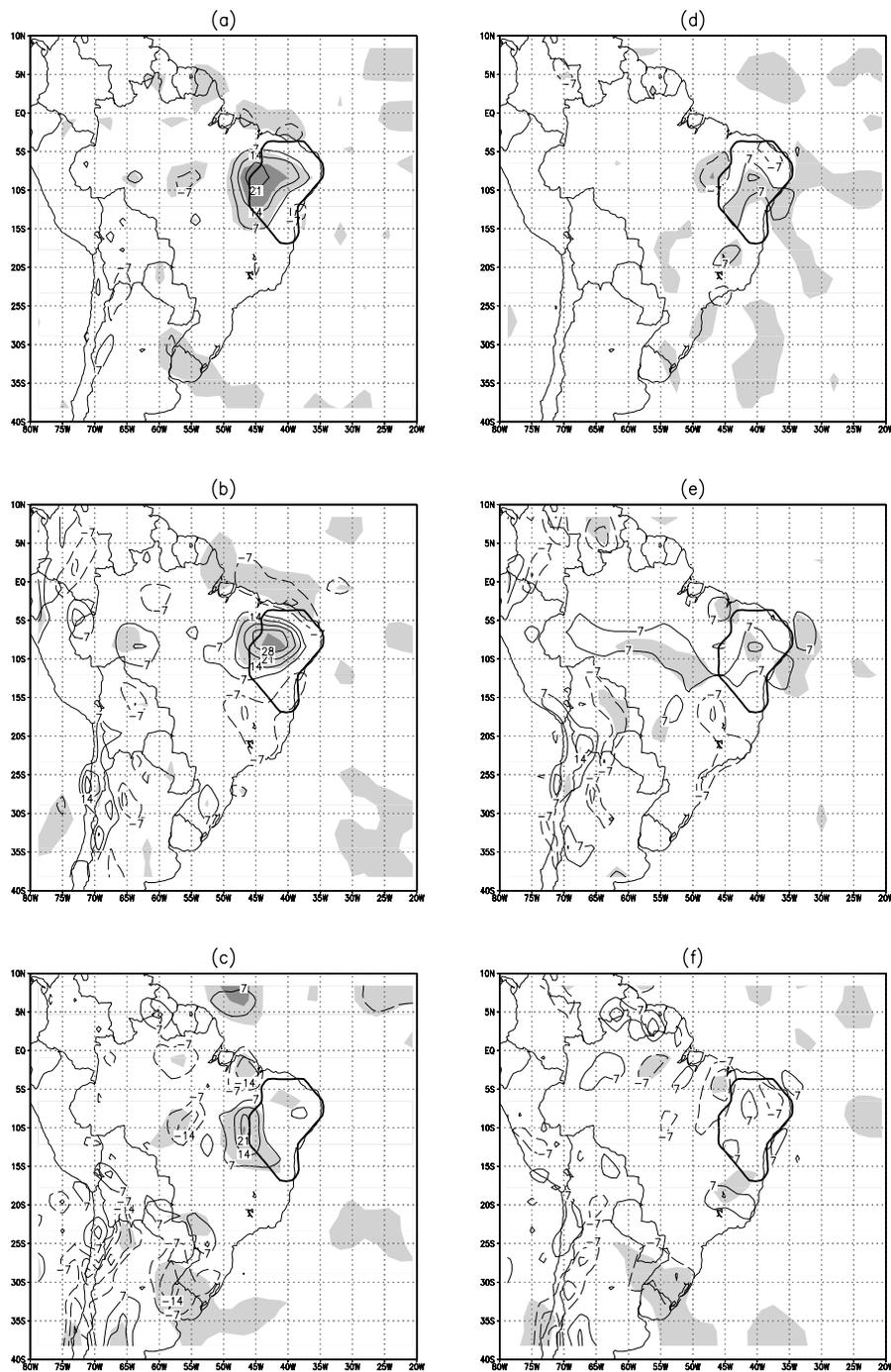


Fig. 7.8 – Anomalias de divergência atmosférica ( $10^{-7}\text{s}^{-1}$ ) em 850 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

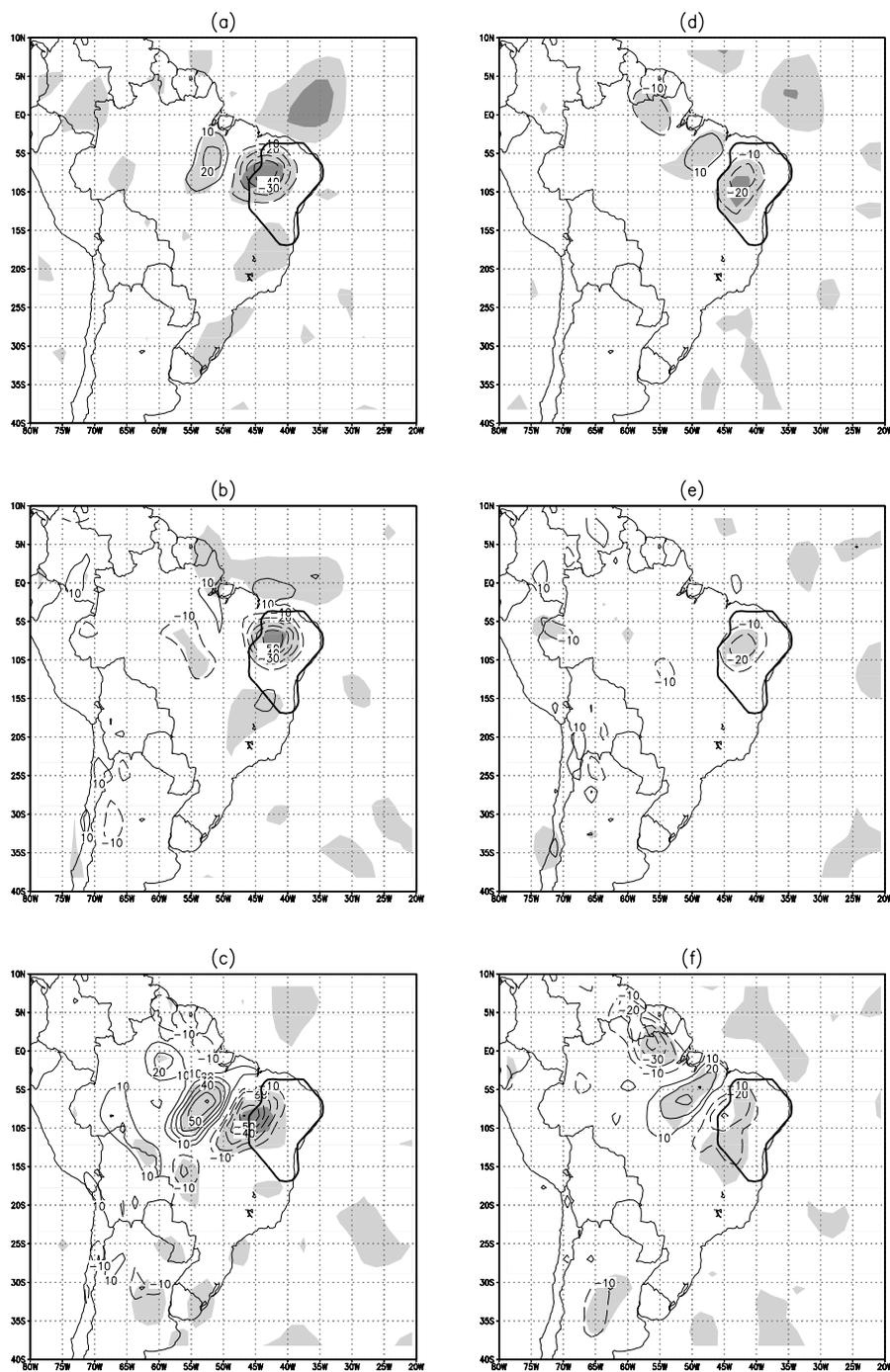


Fig. 7.9 – Mesmo da Figura 7.8, porém para 700 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

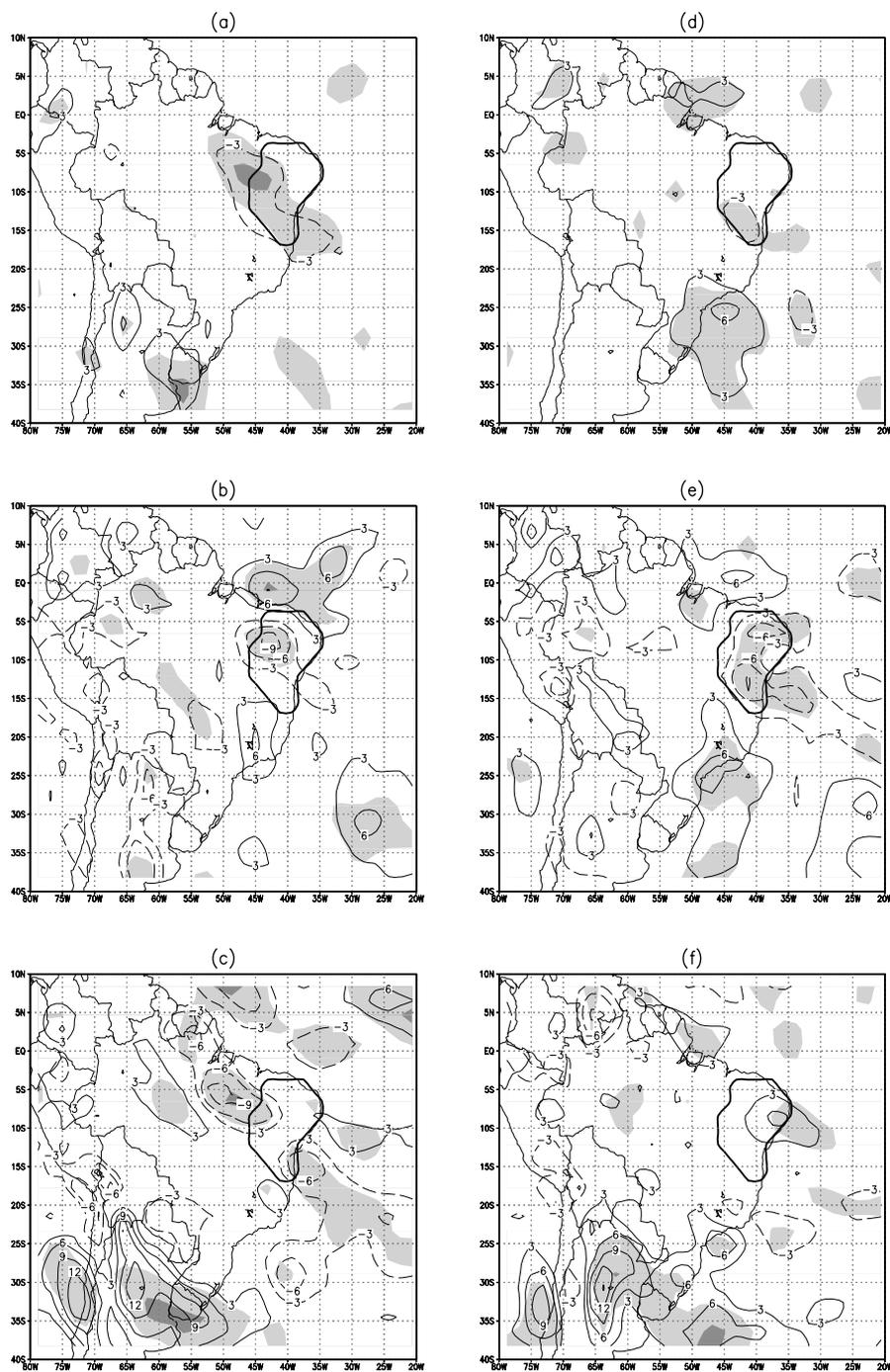


Fig. 7.10 – Mesmo da Figura 7.8, porém para 200-300 mb (altos níveis). As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

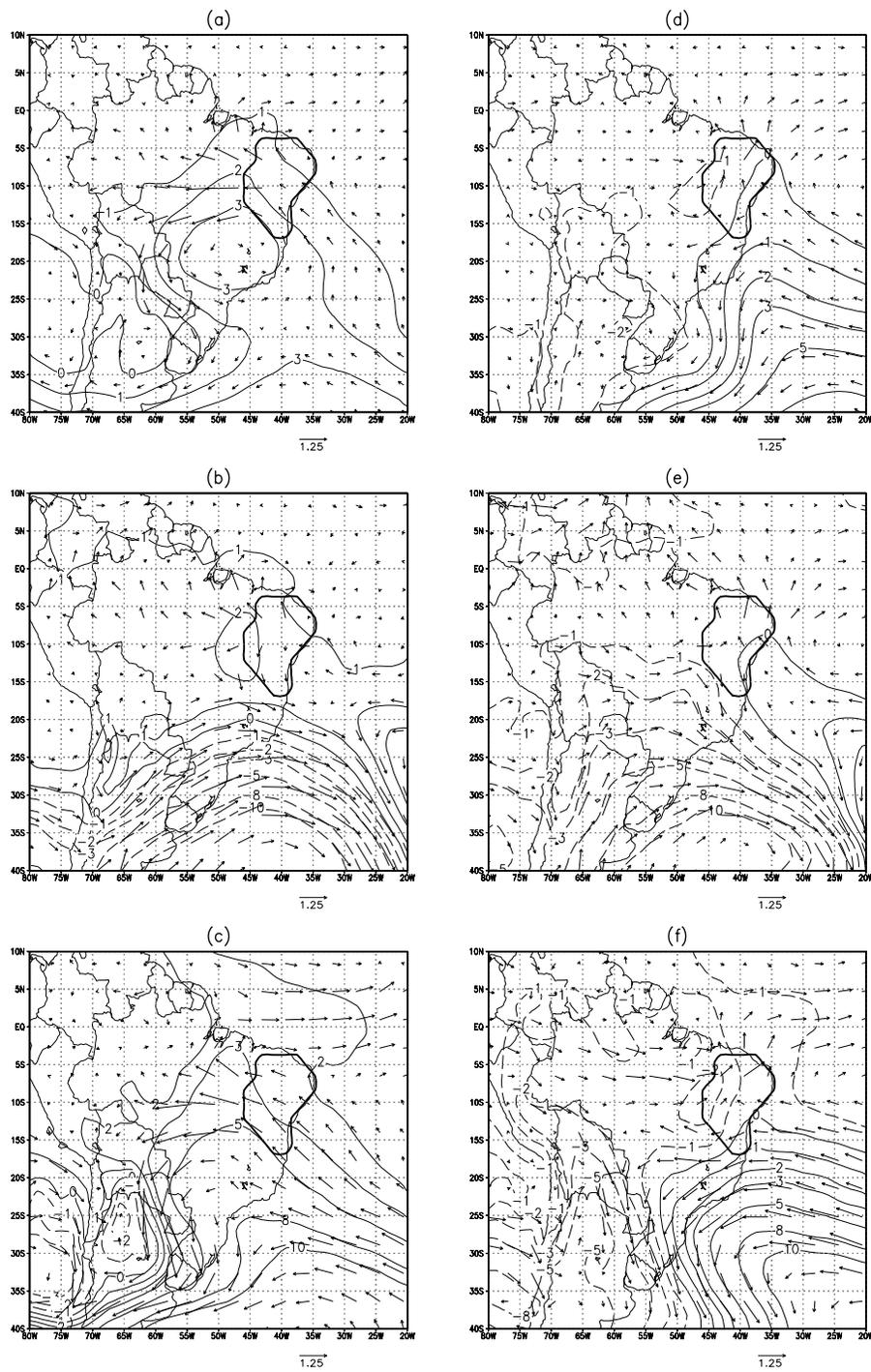


Fig. 7.11 – Anomalias de circulação (m/s) e de geopotencial (m) em 850 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

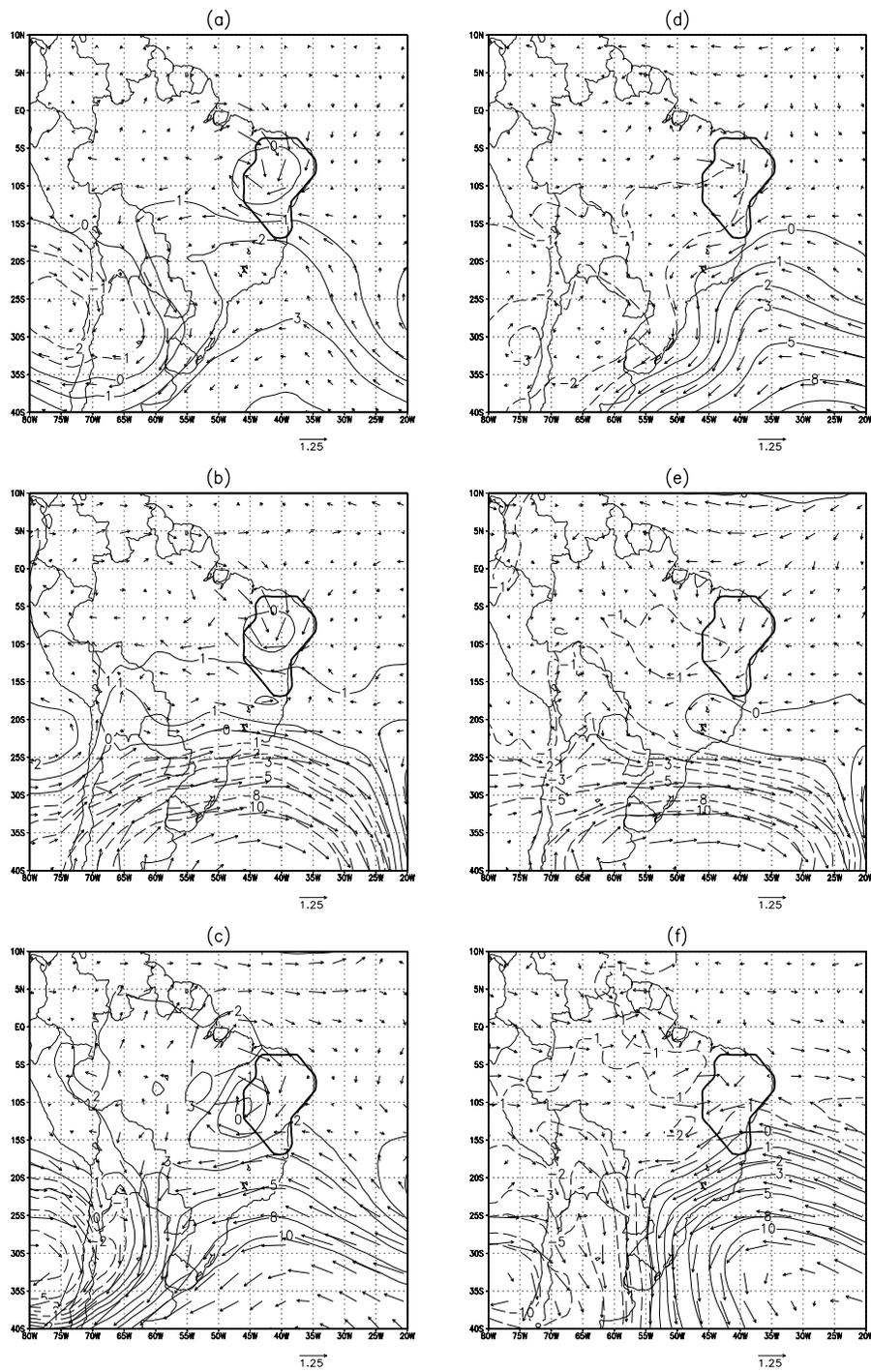


Fig. 7.12 – Mesmo da Figura 7.11, porém para 700 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

e 500 mb. De fato, as anomalias dos campos de massa e vento em altos níveis são muito semelhantes às na camada. Portanto, enfoca-se a camada entre 500-200 mb.

Em ambos os experimentos e ambas as estações, as anomalias de temperatura e espessura estão claramente relacionadas (Figura 7.13). Na faixa extratropical da América do Sul a leste dos Andes, na estação úmida, há escoamento ciclônico gerado por redução de espessura associada a resfriamento na camada; na seca, há escoamento anticiclônico gerado por aumento de espessura associado a aquecimento na camada (Figura 7.14).

Na estação úmida, na desertificação, sobre uma ampla região que engloba a Amazônia, o NEB e a ZCN, há um escoamento anticiclônico gerado por aumento de espessura associado a aquecimento na camada<sup>8</sup>. Esse escoamento também ocorre, na conversão em florestas, mas a oeste do NEB; a leste, há um escoamento ciclônico gerado por redução de espessura associada a resfriamento na camada - logo, sobre o NEB, as anomalias de vento são de sul.

Na estação seca, a leste da costa brasileira, há um escoamento ciclônico gerado por redução de espessura associada a resfriamento na camada. Na desertificação, a redução de espessura se estende a oeste, continente adentro; o COB fica sujeito a um escoamento ciclônico. Na conversão em florestas, a redução de espessura fica confinada ao oceano; o aumento de espessura extratropical é que se estende para norte, cobrindo o COB, e deixando-a sob influência de escoamento anticiclônico.

#### 7.4 Média anual

A média anual reflete as características tanto da estação úmida quanto da seca. Em ambos os experimentos, destacam-se 3 regiões: ZCN, NEB e SUL. A ascendência na ZCN e a subsidência no NEB refletem o que ocorre na estação úmida. A ascendência no SUL reflete, na desertificação, o que ocorre na estação seca; na conversão em florestas, o que ocorre em ambas as estações (principalmente a úmida). Em *d*, na desertificação, não há anomalias: a ascendência na estação úmida anula a subsidência na seca.

Em 850 mb, em geral, ocorre convergência na ZCN e no SUL, e divergência no NEB.

---

<sup>8</sup>Em *c*, estendendo-se na direção sudeste, há anomalias de vorticidade negativa (ciclônica). Essas anomalias parecem estar associadas a divergência atmosférica. No campo de escoamento, esse ganho de vorticidade negativa não é claro, pois a componente rotacional é muito maior que a divergente.

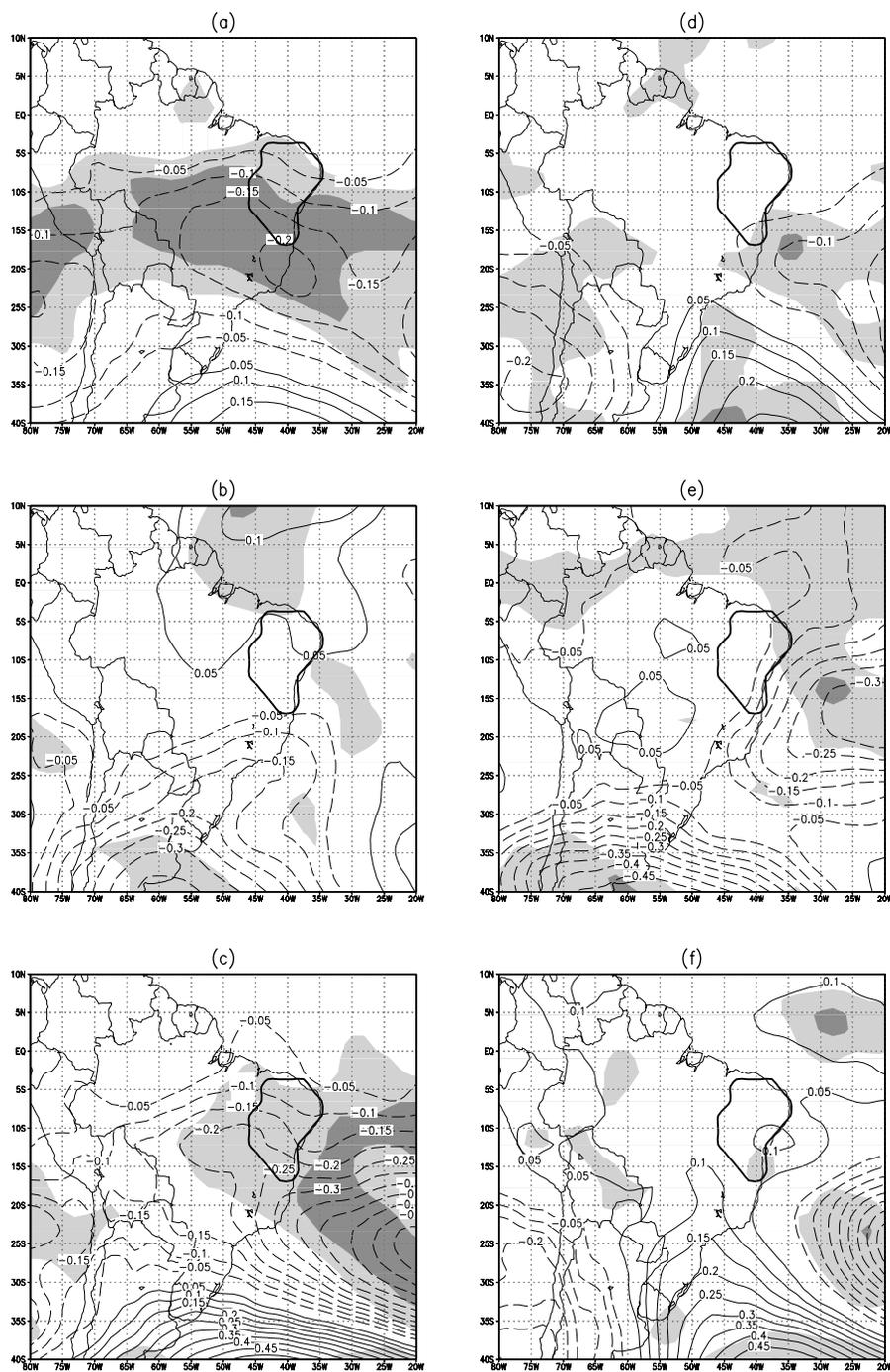


Fig. 7.13 – Anomalias de temperatura (K) na camada 500-200 mb. As áreas sombreadas claras e escuras indicam significância máxima e baixa, respectivamente, pelo teste do sinal. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

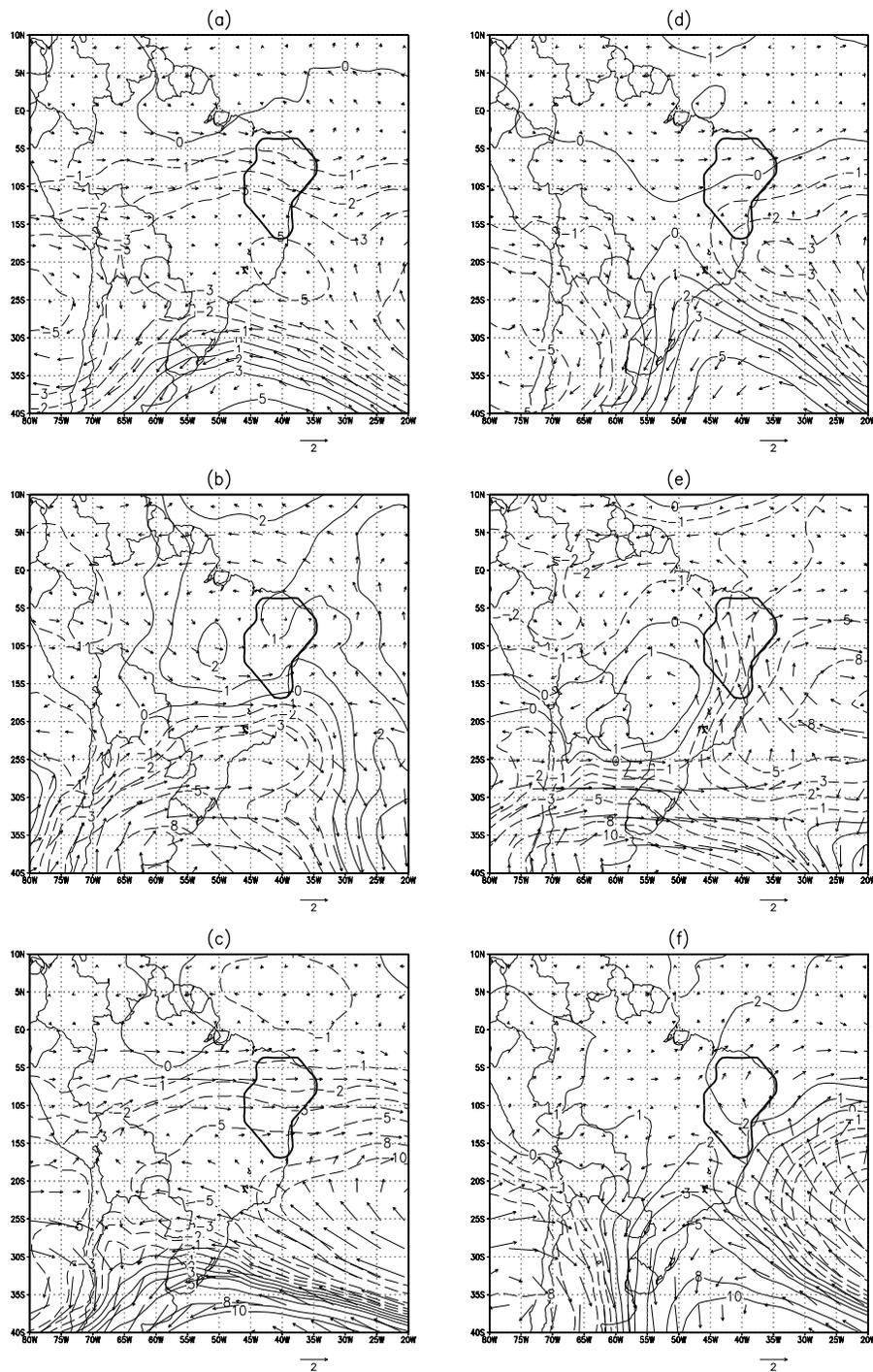


Fig. 7.14 – Mesmo da Figura 7.11, porém para a camada 500-200 mb. (a-c) Desertificação; (d-e) conversão em florestas; (a) e (d), média anual; (b) e (e), estação úmida; (c) e (f), estação seca.

A convergência é mais intensa imediatamente ao norte do NEB, ou seja, na parte sul da ZCN; no restante da ZCN, a convergência é pequena. Na conversão em florestas, ocorre uma intensa divergência na parte central do NEB (o que explica a subsidência média na coluna), mas há núcleos que refletem a convergência em  $F$  e  $E$  na estação seca. Em 700 mb, ocorre intensa convergência no NEB e pequena divergência na ZCN; além disso, surgem padrões que refletem o que ocorre na estação seca (por exemplo, divergência em  $F$ ). No SUL, ocorre pequena convergência. Logo, na ZCN e no SUL, as maiores magnitudes de movimento vertical estão entre 850 e 700 mb; no SUL, devido à divergência em altos níveis (Figura 7.10), as maiores magnitudes estão em médios níveis. Essa estrutura também ocorre nas estações úmida e seca.

Em 850 mb, na faixa extratropical, o escoamento de leste da estação úmida compensa grande parte do de leste da seca, levando a um escoamento de oeste de pequena magnitude. Na desertificação, há uma alta no COB e um cavado no SUL. As anomalias de leste, ao deixar o NEB pela fronteira noroeste, ganham vortacidade ciclônica; em direção ao HN, tornam-se meridionais (de sul); passando o Equador, tornam-se, novamente, zonais (de oeste), e convergem na ZCN. Trata-se de uma estrutura de onda mista. Ao deixar o NEB pela fronteira sudoeste, as anomalias ganham vortacidade anticiclônica; em direção ao Pólo Sul, tornam-se meridionais (de norte); próximo ao SUL, ganham vortacidade ciclônica, tornando-se, novamente, de leste. Na conversão em florestas, a leste do NEB, há movimentos ciclônicos e, a oeste (noroeste), anticiclônicos; isso gerado um escoamento de sul na parte central do NEB, e esse escoamento converge na ZCN. Ao sul do NEB, pequenas anomalias de leste ganham vortacidade anticiclônica; em direção ao Pólo Sul, tornam-se meridionais (de norte) e, próximo ao SUL, ganham vortacidade ciclônica, tornando-se, novamente, de leste. No SUL, o escoamento ciclônico está associado a uma cavado. Em 700 mb, em ambos os experimentos, o escoamento ao sul do NEB é semelhante ao de 850 mb. Na desertificação, na faixa tropical, uma característica marcante é o escoamento divergente sobre a Amazônia (reflexo do que ocorre na estação seca) e uma convergência, associada a ganho de vortacidade ciclônica, sobre o NEB; na conversão em florestas, o padrão é semelhante ao que ocorre na desertificação, mas a intensidade é menor.

Em altos níveis, em ambos os experimentos, ocorre convergência atmosférica no NEB, e divergência no SUL e na ZCN. Na desertificação, na ZCN, a divergência da estação úmida é parcialmente compensada pela convergência na seca; no NEB, a

convergência das estações úmida e seca se superpõem; no Atlântico subtropical, a divergência da estação úmida anula a convergência da seca; e, no SUL, a divergência da estação seca domina. Na conversão em florestas, o padrão em média anual é muito semelhante ao da estação úmida; em particular, no NEB, a convergência na estação úmida supera a pouca divergência na estação seca.

Analisa-se o escoamento em altos níveis enfocando a camada entre 500 e 200 mb. Em ambos os experimentos, o escoamento é semelhante: na faixa extratropical, o escoamento é anticiclônico sobre o Atlântico oeste e ciclônico na parte continental; os escoamento anticiclônico e ciclônico estão associados a anomalias de altura positiva e negativa, respectivamente. Na faixa tropical, passando pelo NEB, o escoamento é zonal, de leste; ao norte, em torno de  $5^{\circ}\text{N}$ , de oeste. Entre esses dois regimes, existe um ganho de vortacidade positiva. No campo de massa, na faixa extratropical, há um aquecimento no Atlântico oeste (associado a anomalias de altura positiva), e resfriamento no continente (associado a anomalias de altura negativa); na faixa tropical, a leste do NEB, há resfriamento; na desertificação, esse resfriamento se estende para oeste, adentra o continente, deixando um núcleo de resfriamento ao sul do NEB (baixa); na conversão em florestas, o resfriamento não adentra o continente.

#### **7.4.1 Discussão**

Na desertificação, na estação úmida em média anual, as anomalias de circulação atmosférica em 850 e 700 mb decorrem da redução de aquecimento diabático sobre o NEB. Utilizando o modelo de Gill (1980), especificando um sumidouro de calor uniforme entre  $5$  e  $15^{\circ}\text{S}$ , e  $46$  e  $36^{\circ}\text{W}$  (localização aproximada do NEB), pode-se afirmar que o primeiro modo baroclínico é suficiente para representar a circulação em 850 mb; para gerar uma convergência em 700 mb, há duas possibilidades: incluir modos verticais de ordem mais alta (de tal forma que haja um máximo de subsidência anômala entre 850 e 700 mb), ou diminuir a altura da camada. A diminuição da altura da camada levaria a um maior confinamento meridional do duto equatorial, o que aparece nos resultados. Portanto, a circulação pode ser analisada, como já mencionado anteriormente, em duas camadas: entre 700-850 mb, na qual predominaria o primeiro modo baroclínico; e entre 500-200 mb, que teria uma estrutura barotrópica. Além disso, na camada mais alta, o escoamento seria predominantemente rotacional.

Na camada mais baixa, o padrão de onda mista levaria a uma pequena convergência

atmosférica na ZCN. Nossa opinião é que essa pequena convergência acionaria um mecanismo de feedback positivo que resultaria em um aumento (substancial) de precipitação (obviamente, o padrão de onda mista em 850 mb tornar-se-ia mais evidente com a inclusão do aquecimento diabático na ZCN). Isso explicaria o dipolo entre NEB e ZCN existente na estação úmida.

Na estação seca, a redução de aquecimento diabático é cerca de metade da estação úmida. Logo, se a circulação em 850 mb fosse decorrente somente da redução de aquecimento diabático, a circulação da estação seca seria menos intensa que a da úmida. No entanto, isso não ocorre; sobre o NEB e nas adjacências, nota-se, inclusive, que a circulação da estação seca é **mais intensa** (anomalias de vento de magnitude maior) que a da úmida. Isso sugere que, em 850 mb, existe influência da aceleração do vento no nível de referência (devido à redução do comprimento de rugosidade).

Em resumo, em 850 mb, a redução de aquecimento diabático decorrente da desertificação leva a uma circulação anticiclônica sobre o NEB associada a uma alta que cobre o Sudeste e Centro-oeste do Brasil. Em 700 mb, ocorre uma circulação ciclônica associada a uma baixa sobre a fronteira oeste do NEB. Essas características da circulação podem ser representadas como a resposta linear da atmosfera tropical a um sumidouro de calor colocado no NEB. Na estação seca, sugere-se que a circulação em 850 mb é influenciada não somente pela redução de aquecimento diabático, mas também pela aceleração do vento no nível de referência (decorrente da redução do comprimento de rugosidade).

Particularmente na estação úmida, as conclusões obtidas para a desertificação podem também ser aplicadas para a conversão em florestas. Na estação úmida, o padrão da circulação anômala é semelhante em ambos os experimentos, mostrando que o surgimento de um sumidouro de calor sobre o NEB é o fator mais importante para gerar a circulação anômala. Na estação seca, no entanto, as anomalias de vento na parte oriental do NEB são de leste na desertificação, e de oeste na conversão em florestas. Essas anomalias opostas parecem estar associadas aos diferentes efeitos provocados por alterações de comprimento de rugosidade: redução na desertificação e aumento na conversão em florestas. De qualquer forma, em ambos os experimentos, mostra-se que a circulação em 850 mb é influenciada não somente pela redução de aquecimento diabático, mas também pelas anomalias de vento no nível de referência.

Sobre o NEB, as alterações de vegetação levariam a uma pequena mudança da

temperatura média na camada mais alta, o que, pela equação hipsométrica, teria impactos na altura da camada (anomalias de geopotencial). Pela aproximação geostrófica, os impactos na altura induziriam a um escoamento rotacional; logo, surgiria uma (pequena) anomalia de vorticidade em níveis mais altos. Essa anomalia poderia se propagar meridionalmente? Ao colocar uma fonte de vorticidade em latitudes subtropicais (centrado em  $15^\circ$  de latitude) - que é, aproximadamente, a localização do NEB - Hoskins e Karoly (1981) mostram que há uma resposta que se estende, meridionalmente, em direção aos pólos, e outra que se estende em direção ao Equador. A resposta no SUL, bem como os outros núcleos de vorticidade que aparecem nas camadas mais altas, poderiam ser consequência de uma propagação em direção aos pólos. No entanto, devido à extensão espacial relativamente pequena, espera-se que alterações de vegetação no NEB levem a impactos significativos (estatisticamente) e de maior magnitude à superfície e em baixos níveis. De fato, os resultados mostram que isso acontece. Logo, a possibilidade de propagação em altos níveis é uma questão que merece ser melhor investigada em trabalhos futuros.



## CAPÍTULO 8

### APLICAÇÕES DO MODELO DE VEGETAÇÃO POTENCIAL

Como aplicação imediata, o MVPot elaborado no Capítulo 4 é utilizado no estudo de mudanças globais e paleoecologia do Brasil.

#### 8.1 Teste de sensibilidade

Variações ou mudanças climáticas podem levar a alterações do mapa de vegetação do Brasil. Antes de focar essa questão, analisa-se a sensibilidade do mapa de vegetação potencial do Brasil a mudanças de temperatura e precipitação média anual. Por exemplo, seja a análise de sensibilidade dos biomas do Brasil a um resfriamento de 2 K. Esse valor, 2 K, é subtraído de todos os meses do ano; ou seja, em média anual, a redução é de 2 K, e variação sazonal permanece inalterada. Essa subtração é feita para todos os locais (em todo o globo, mas as análises deste capítulo enfocam somente o Brasil). As mudanças de precipitação são feitas de forma análoga, mas há uma restrição adicional de que a precipitação não pode ser negativa.

Mantendo-se a precipitação inalterada, altera-se a temperatura média anual (Figura 8.1). O resfriamento leva à expansão da floresta Amazônia para sudeste e leste, a substituição de caatinga por cerrado, a expansão dos campos para norte<sup>1</sup> (substituindo a parte sul da Mata Atlântica), e a expansão da Mata Atlântica para norte. Um resfriamento de 2 K já é suficiente para conectar as florestas da Amazônia e da Mata Atlântica através do Estado de Mato Grosso (essa conexão se expande quanto maior for o resfriamento). Por outro lado, o aquecimento leva à retração das florestas da Amazônia e Mata Atlântica (savanização), à substituição dos campos por caatinga (na Argentina), e o aparecimento de um semi-deserto nas zonas mais áridas do NEB (sob aquecimento de 6 K). Em geral, o resfriamento favorece a expansão dos biomas de maior porte, o contrário ocorrendo com o aquecimento. Isso ocorre porque, por exemplo, aquecimento (resfriamento) levaria a aumento (redução) do déficit de pressão parcial de vapor, o que levaria a redução (aumento) da abertura estomática, diminuindo (aumentando) a razão entre evapotranspiração real e máxima, ou seja, diminuindo (aumentando) o índice hídrico; e isso favoreceria a expansão dos biomas

---

<sup>1</sup>No Sudeste do Brasil, as temperaturas do mês mais frio estão próximas ao limiar abaixo do qual não há florestas tropicais (11°C, Figura 4.7). Logo, sob condições úmidas, um resfriamento promove a substituição de florestas tropicais por campos extratropicais, ou por florestas temperadas se o resfriamento for mais intenso (isto é, levando a temperaturas do mês mais frio inferiores a 6°C).

de menor (maior) porte.

Mantendo-se a temperatura inalterada, altera-se a precipitação média anual (Figura 8.2). O aumento de precipitação leva a uma expansão das florestas (sobre a área de cerrado) e a uma retração da caatinga (substituição por cerrado). Um aumento de 1 mm/dia seria suficiente para que toda a área atual de cerrado fosse convertida para floresta, e toda a caatinga, para cerrado. Um aumento extremo, de 3 mm/dia, deixaria todo o Brasil coberto por florestas. Por outro lado, a redução de precipitação leva a uma retração das áreas de floresta e a uma desertificação do NEB - a caatinga apareceria no contato entre semi-deserto e cerrado. Uma redução de 1 mm/dia seria suficiente para todo o Estado do Pará se tornar um cerrado, e para grande parte do NEB ser convertido em semi-deserto ou deserto. Sob uma redução extrema, de 3 mm/dia, haveria floresta somente no extremo noroeste do Estado do Amazonas, grande parte do Brasil estaria coberta por cerrados, o NEB estaria coberto por desertos, e a Região Sul e o Estado de São Paulo estariam cobertos por caatinga. Em geral, o aumento de precipitação favorece a expansão dos biomas de maior porte; a redução, de menor porte. Isso ocorre porque, por exemplo, redução (aumento) de precipitação levaria a menor (maior) quantidade de água do solo, o que levaria a redução (aumento) da abertura estomática, diminuindo (aumentando) a evapotranspiração real e, conseqüentemente, diminuindo (aumentando) o índice hídrico; e isso favoreceria a expansão dos biomas de menor (maior) porte.

Em resumo, segundo o MVPot, a expansão de biomas de maior porte é favorecida por resfriamento ou aumento de precipitação; de menor porte, por aquecimento ou redução de precipitação. As limitações dessa abordagem (para a questão de expansão/retração de biomas) são discutidas nas próximas seções deste capítulo.

## **8.2 Efeitos de mudanças climáticas globais na distribuição dos biomas**

Atualmente, emissões antropogênicas de gases de efeito estufa vêm aumentando - e recentes discussões em encontros internacionais (por exemplo, Rio+10) não apontam para uma redução das emissões. Para os próximos 100 anos, considerando a influência de emissões antropogênicas, o Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC; [www.ipcc.ch](http://www.ipcc.ch)) elaborou diversos cenários. Com base nesses cenários, as mudanças climáticas decorrentes do aumento da concentração de gases de efeito estufa e de aerossóis têm sido extensamente estudadas (IPCC, 2001). Uma aplicação do MVPot consiste em verificar se, no Brasil, essas mudanças (Cf. Marengo, 2001) seriam

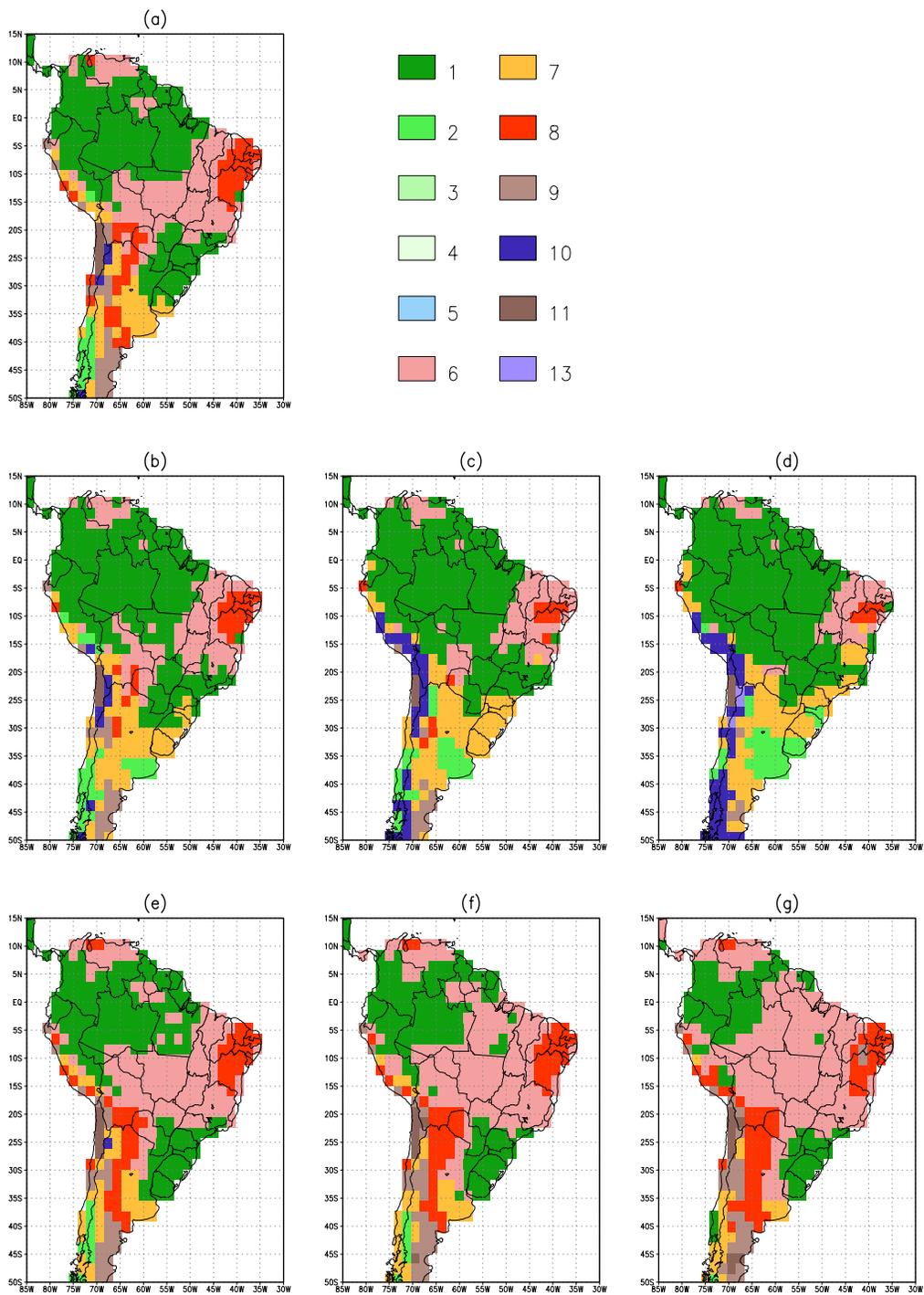


Fig. 8.1 – Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual (K): (b) -2; (c) -4; (d) -6; (e) +2; (f) +4; (g) +6. Mantém-se a precipitação inalterada. (a) Mapa atual de vegetação potencial.

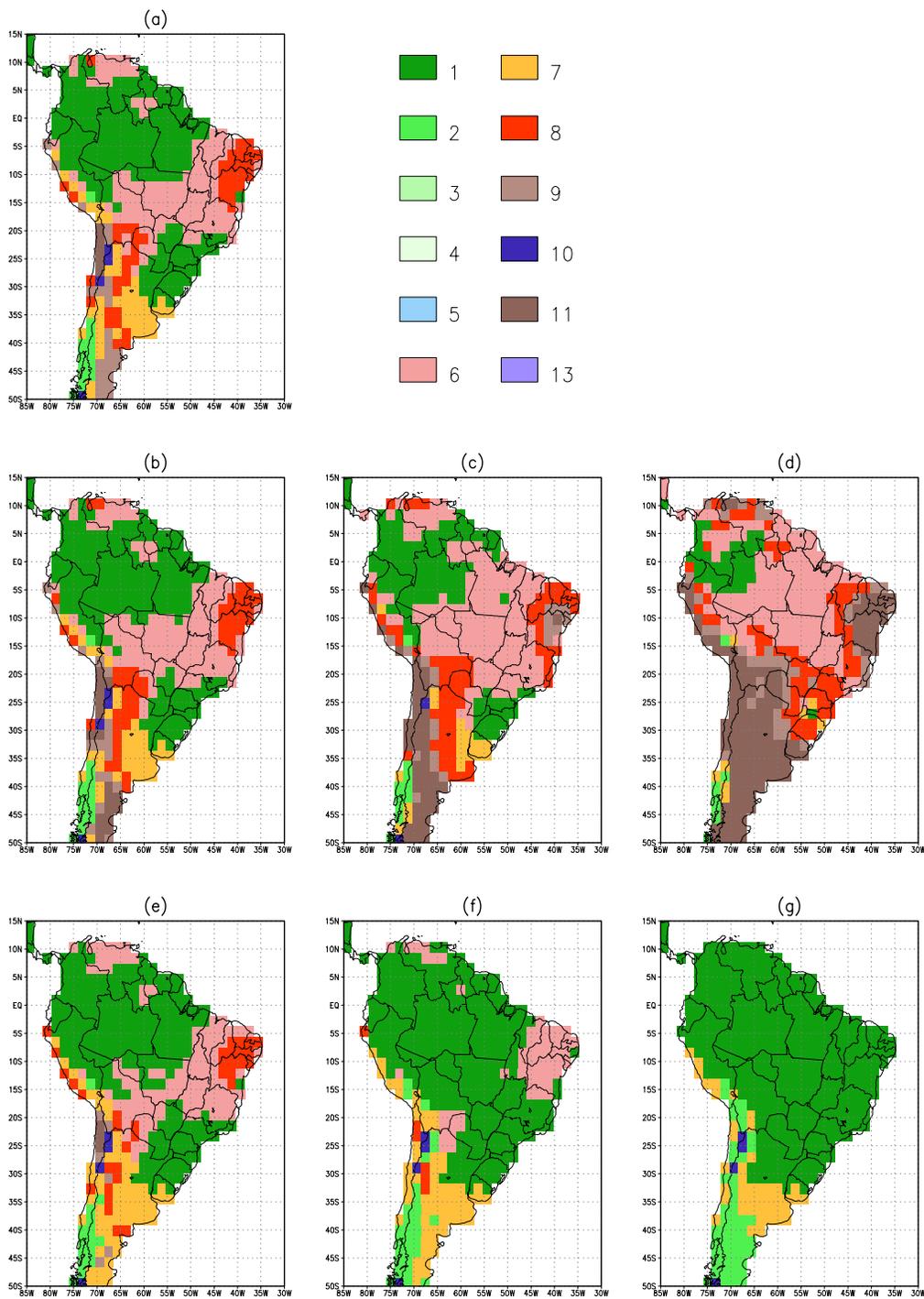


Fig. 8.2 – Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual (mm/dia): (b) -0,2; (c) -1; (d) -3; (e) +0,2; (f) +1; (g) +3. Mantém-se a temperatura inalterada. (a) Mapa atual de vegetação potencial.

suficientemente intensas para forçar a alteração da distribuição de biomas.

Para essa verificação, utilizam-se os resultados de três modelos: HADCM3, do Hadley Centre for Climate Prediction and Research, Reino Unido; CSIRO-Mk2, do Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation, Austrália; e CGCM2, do Canadian Center for Climate Modelling and Analysis, Canadá. Os resultados provêm do centro de distribuição de dados do IPCC (IPCC Data Distribution Centre, IPCC-DDC; [www.dkrz.de/ipcc/ddc/html/dkrzmain.html](http://www.dkrz.de/ipcc/ddc/html/dkrzmain.html)). Os três são modelos acoplados atmosfera-oceano (Coupled Atmosphere-Ocean General Circulation Model, AOGCM). Utilizam-se os resultados referentes ao cenário SRES-A2, que é o cenário que provoca os impactos climáticos de maior magnitude. Escolhe-se esse cenário (cabe mencionar que existem outros cenários, tal como o SRES-B2, que provocam impactos de menor magnitude; veja a Tabela 8.1 para uma comparação entre os cenários SRES-A2 e B2) para estudar a sensibilidade da distribuição de biomas no Brasil a mudanças climáticas globais (em estudos de sensibilidade, há o princípio de adotar mudanças extremas; Cf. seção 5.1.1). Encontram-se uma descrição dos modelos e do cenário SRES-A2 em IPCC (2001). As anomalias de precipitação e temperatura, calculadas subtraindo a climatologia dos modelos de 2070-2099 de 1961-1990, são adicionadas à climatologia observada e, utilizando essa nova climatologia como entrada, roda-se o MVPot. Comparando os mapas de vegetação do “time-slice” de 2080 e o mapa de vegetação potencial atual, pode-se verificar se o novo clima tenderia a conservar ou modificar os biomas.

TABELA 8.1 – Emissões de alguns gases para o ano de 2100 para os cenários SRES-A2 e B2 (IPCC, 2001).

cenário	CO <sub>2</sub> (Gt C)	CH <sub>4</sub> (Mt CH <sub>4</sub> )	N <sub>2</sub> O (Mt N)	CO (Mt CO)	NOx (Mt N)	SOx (Mt S)
A2	29,1	889	16,5	2325	109,2	60
B2	13,3	597	6,9	2002	61,2	48

Embora, no IPCC-DDC, haja mais modelos cujos resultados estão disponíveis, utilizam-se somente aqueles que disponibilizam as informações desde, pelo menos, 1961; trata-se de algo necessário para calcular as anomalias corretamente (pois a comparação dos mapas de biomas é feita em relação ao mapa de vegetação potencial atual, o qual se baseia em climatologias obtidas para o período de 1961 a 1990).

Somente os três modelos citados (HADCM3, CSIRO-Mk2 e CGCM2) satisfazem essa restrição. Tanto globalmente quanto para o Brasil, testes (não mostrados) indicam que esses três modelos são suficientes para representar a dispersão de resultados do conjunto total de modelos. Quanto à dispersão de resultados, tanto globalmente quanto para o Brasil, o modelo ECHAM4/OPYC3, do Max Planck Institute für Meteorologie, Alemanha, está próximo do HADCM3; e os modelos NCAR-CSM e NCAR-PCM, do National Center for Atmospheric Research, Estados Unidos da América, estão próximos do CSIRO-Mk2 e do CGCM2.

Os modelos apontam para um aquecimento global em torno de 3-4 K (Figura 8.3). O aquecimento seria mais pronunciado em altas latitudes ( $> 60^\circ$ ), particularmente no Hemisfério Norte, onde o aquecimento seria de 6-10 K em média anual. Esse aquecimento decresceria em direção ao Equador, chegando a 2-4 K na faixa tropical (entre  $30^\circ\text{S}$  e  $30^\circ\text{N}$ ). Em relação à precipitação, os modelos apontam para um aumento global em torno de 2 a 5 mm/mês. As anomalias estariam concentradas, principalmente, em altas latitudes e na faixa tropical. Em altas latitudes, ocorreria um aumento não superior a 0,25 mm/dia. As anomalias mais intensas ocorreriam na faixa tropical e, aparentemente, estariam relacionadas a mudanças do posicionamento das zonas de convergência (ZCIT, ZCPS e ZCAS). O modelo CGCM2 mostra um deslocamento da ZCPS para norte e uma intensificação na parte norte da ZCIT do Pacífico. Os modelos CSIRO-Mk2 e o HADCM3 mostram um deslocamento da ZCIT do Pacífico e Atlântico para norte, e da ZCPS para sul. O modelo HADCM3 mostra uma ZCAS mais deslocada para o sul. Dos 3 modelos, o HADCM3 é o que apresenta as maiores anomalias na faixa tropical. Basicamente, esses resultados reproduzem os do IPCC (2001)<sup>2</sup>.

No Brasil, ocorre aquecimento superior a 3 K (Figura 8.4). Dois modelos - CGCM2 e CSIRO-Mk2 - mostram que o aquecimento é bastante uniforme (pouca variação espacial) e possui magnitude de 3-4 K. O modelo HADCM3 mostra um aquecimento de 3-8 K, com máximo de 8 K na Amazônia. A uniformidade de aquecimento no Brasil concorda com Giorgi e Francisco (2000), que sugerem, para a América do Sul, um aquecimento de 2-6 K. Em suma, pode-se afirmar que todos os 3 modelos apontam para um aquecimento do Brasil superior a 3 K, ou seja, todos os modelos

---

<sup>2</sup>Segundo o IPCC (2001), globalmente, haveria aquecimento e pequeno aumento de precipitação. O aquecimento seria mais intenso em latitudes mais altas. Os impactos na temperatura, por possuírem maior razão entre sinal e ruído, seriam mais confiáveis que os na precipitação. A inclusão do efeito direto de aerossóis reduziria a estimativa de aquecimento global.

concordam com o sinal e o limite inferior do aquecimento (embora possa haver discordância quanto à variação espacial do aquecimento).

O modelo CGCM2 mostra uma redução de precipitação na Amazônia ( $\sim 0,4-0,8$  mm/dia); o CSIRO-Mk2, um pequeno aumento na Amazônia ( $\sim 0,4$  mm/dia) e uma pequena redução no NEB ( $\sim 0,2$  mm/dia). Nas demais áreas do Brasil, praticamente não há impactos. O modelo HADCM3 apresenta anomalias de maior magnitude: na Amazônia, há uma intensa redução de precipitação (podendo chegar a  $-2$  mm/dia), e essa redução se estende até o NEB ( $\sim 0,8$  mm/dia); no Sul, Sudeste e Centro-oeste do país, há um aumento de precipitação (que pode chegar a  $+0,8$  mm/dia em Goiás). A redução de precipitação do NEB (CSIRO-Mk2, HADCM3) concorda com os resultados do modelo ECHAM4; Krol et al. (2001), baseado nos resultados do ECHAM4, mostram que um NEB mais seco, em decorrência de mudanças globais, levaria a uma intensa redução da disponibilidade de água no NEB. No entanto, nem todos os modelos apontam para isso. A Figura 8.5 mostra um resumo das anomalias de precipitação decorrentes de acréscimo de 1% de  $\text{CO}_2$  por ano obtidas de vários AOGCM do Coupled Model Intercomparison Project (CMIP). Nota-se que um grande número de modelos mostra aumento de precipitação na Amazônia e no NEB. Portanto, há discordância quanto ao sinal das anomalias, o que dificulta a elaboração de um consenso; para a América do Sul, essa dificuldade é expressa por Giorgi e Francisco (2000). Nesse contexto, os modelos CGCM2, CSIRO-Mk2 e HADCM3, embora não apresentem resultados consensuais, possuem um viés para climas futuros mais secos na Amazônia e no NEB (pois não há, dentre os três, um modelo que apresente um clima muito úmido; para clima muito seco, há um representante, o HADCM3).

Em relação aos biomas (Figura 8.6), nas altas latitudes da Eurásia e da América do Norte, ocorre expansão da floresta boreal, principalmente às custas da retração da tundra (que praticamente desaparece); também ocorre retração da floresta de lariços. A expansão da floresta boreal concorda com estudos anteriores (por exemplo, Claussen e Esch, 1994). Na América do Norte, as pradarias (campos) se expandem para norte, atingindo as altas latitudes. A expansão tanto da floresta boreal quanto das pradarias decorre do aumento de temperatura (Cf. seção 8.1), principalmente, e precipitação. Na Europa, os campos se expandem e a floresta temperada diminui; a área de garrigue (vegetação arbustiva encontrada na Europa mediterrânea; na Figura 8.6a, classificada como caatinga) em Portugal se expande. Essas mudanças

são causadas pelo aumento de temperatura (Cf. 8.1; as mudanças de precipitação, em média anual, são pequenas).

No Brasil (Figura 8.7), o modelo CGCM2 mostra uma pequena retração do sul da floresta Amazônica, e áreas de cerrado aparecem no interior da Amazônia. O modelo CSIRO-Mk2 mostra uma expansão do cerrado e uma retração da floresta, e ocorre o surgimento de semi-deserto na zonas mais áridas do NEB. O modelo HADCM3 mostra a substituição de grande parte da floresta Amazônica por cerrado; a conversão de quase a totalidade da caatinga nordestina em semi-deserto e deserto; e a expansão da Mata Atlântica até o Uruguai, substituindo os campos. Portanto, as mudanças climáticas globais podem alterar, de forma bastante clara, a distribuição de biomas do Brasil. Em síntese, haveria uma tendência de savanização da Amazônia e de desertificação do NEB. Embora os impactos climáticos não sejam consensuais (no tocante à precipitação), os modelos apontam para mudanças de bioma semelhantes (embora a extensão espacial das mudanças varie consideravelmente de um modelo para outro, e haja um viés dos modelos considerados para climas mais secos). O estudo de sensibilidade do MVPot mostra que a uniformidade da resposta dos modelos se deve ao alto aquecimento predito; considerar somente o aquecimento (sem levar em conta as anomalias de precipitação) seria suficiente para explicar as alterações do mapa de biomas.

A savanização da Amazônia e a desertificação do NEB ocorreriam, segundo o MVPot, devido ao excessivo aquecimento. Como apresentado anteriormente (seção 8.1), o aquecimento levaria a um aumento do déficit da pressão parcial de vapor; para evitar o ressecamento, haveria uma redução da abertura estomática, diminuindo a razão entre evapotranspiração real e a máxima, ou seja, diminuindo o índice hídrico. A redução do índice hídrico seria suficientemente intensa para substituir a floresta tropical por savana (cerrado), e a caatinga por semi-deserto e deserto. Para modelos que consideram um intenso aumento de precipitação na Amazônia e no NEB, no entanto, o clima mais úmido poderia compensar os efeitos de aumento de temperatura.

Os impactos no clima e na vegetação podem ser diferentes com a inclusão de ciclo de carbono e vegetação dinâmica. Além do aquecimento (efeito radiativo), o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> tem dois efeitos importantes sobre a vegetação. Por um lado, acelera o crescimento vegetal, levando a um aumento de biomassa e favorecendo a troca por biomas de maior porte. Por outro lado, para minimizar a

perda de água por transpiração, reduz-se a condutância estomática, o que diminui a evapotranspiração e, conseqüentemente, altera os balanços de água e energia à superfície. Se a redução de evapotranspiração aquece a superfície, então a respiração das plantas aumenta, favorecendo a perda de biomassa e a troca por biomas de menor porte. Trata-se, portanto, de dois efeitos opostos<sup>3</sup>. Segundo Levis et al. (2000), em escala global, as mudanças de cobertura vegetal compensariam os efeitos da redução de condutância estomática, levando, inclusive, a um aumento de evapotranspiração e expansão de florestas. Nas altas latitudes do Hemisfério Norte (60 a 90°N), o efeito conjunto seria de aquecimento e intensificação do ciclo hidrológico (além do obtido pelo efeito radiativo do aumento da concentração de CO<sub>2</sub>). Haveria uma expansão da floresta boreal sobre as áreas de tundra, e essa expansão intensificaria o aquecimento na primavera (em 1,1-1,6°C) e no verão boreal (em 0,4-0,5°C); esse aquecimento decorreria do menor albedo da floresta boreal, particularmente na primavera, quando a tundra é coberta por neve (Levis et al., 1999a). Nos trópicos, entre 15°S e 15°N, o efeito conjunto seria de aumento de evapotranspiração, pequeno aumento de precipitação e expansão de florestas (resultado diferente do obtido no presente trabalho).

Ao contrário, Cox et al. (2000) mostram que a crescente emissão antropogênica de CO<sub>2</sub> poderia levar a um desbalanço entre emissão e fixação de carbono na Amazônia. Como mencionado anteriormente, o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico, por um lado, favorece o aumento de biomassa; por outro lado, o aquecimento decorrente do aumento da concentração de CO<sub>2</sub> atmosférico aumenta a respiração do solo e das plantas, ou seja, o consumo de biomassa e a emissão de CO<sub>2</sub>. Do ponto de vista atmosférico, o aumento da fixação de CO<sub>2</sub> pelas plantas é um mecanismo de feedback negativo (CO<sub>2</sub> aumenta, fixação aumenta, CO<sub>2</sub> tende a diminuir); o aumento de temperatura e, conseqüentemente, de emissão de CO<sub>2</sub>, de feedback positivo (CO<sub>2</sub> aumenta, temperatura aumenta, emissão aumenta, CO<sub>2</sub> tende a aumentar ainda mais). Com a crescente emissão antropogênica de CO<sub>2</sub>, em um dado momento, a taxa de fotossíntese atingiria o seu limitante superior; a partir daí, o aumento de temperatura levaria a emissão ser maior que a fixação; conseqüentemente, a biomassa da floresta diminuiria, e a concentração de CO<sub>2</sub>

---

<sup>3</sup>A existência de efeitos opostos pode também ser vista no âmbito da competição entre plantas C<sub>3</sub> e C<sub>4</sub>. Por um lado, o aumento da concentração de CO<sub>2</sub> favoreceria o aumento de biomassa das plantas C<sub>3</sub>, mas teria pouco efeito sobre o crescimento de plantas C<sub>4</sub> (embora, atualmente, haja trabalhos indicando que as plantas C<sub>4</sub> aumentariam a biomassa de forma comparável às plantas C<sub>3</sub>; veja Ghannoum et al., 2000). Por outro lado, o aumento de temperatura favoreceria as plantas C<sub>4</sub> na competição com as plantas C<sub>3</sub>.

atmosférico aumentaria ainda mais. Por volta de 2050, haveria um total decaimento de biomassa de floresta na Amazônia (resultado semelhante ao obtido no presente trabalho); como consequência, os ecossistemas terrestres passariam de sumidouro para fonte de CO<sub>2</sub> (lembrando que, atualmente, mais da metade da emissão antropogênica é absorvida pelos ecossistemas terrestres e oceânicos). Por volta de 2100, a emissão dos ecossistemas terrestres seria compensada pela absorção oceânica, o que faria toda a emissão antropogênica ser acumulada na atmosfera. Em média global, o aumento de temperatura seria em torno de 5,5 K, valor bem superior aos 3-4 K previstos sem considerar os feedbacks entre CO<sub>2</sub> e vegetação.

No cálculo da evapotranspiração, se o efeito da redução de condutância estomática devido ao aumento da concentração de CO<sub>2</sub> é incluído, então os limiares (parâmetros) do MVPot obtidos para as condições atuais (Capítulo 4, seção 4.3) necessitam ser recalculados (pois o efeito reduz a evapotranspiração e, conseqüentemente, o índice hídrico). No entanto, como o cálculo é feito sem levar em conta esse efeito, o MVPot pode ser utilizado para períodos de diferentes concentrações de CO<sub>2</sub>.

Portanto, em resumo, a vegetação pode ser induzida a mudanças no caso do cenário A2 se confirmar. Nesse caso, embora haja um aquecimento no Brasil, os impactos na precipitação contêm uma grande incerteza. Segundo o MVPot, o aumento de temperatura seria suficiente para induzir um aumento de áreas de cerrado na Amazônia e para estimular o aparecimento de áreas de semi-deserto no NEB; anomalias negativas (positivas) de precipitação intensificariam (atenuariam) esses impactos. No contexto da atual degradação ambiental nessas duas áreas (desflorestamento e desertificação), os efeitos combinados de mudanças climáticas e alterações antropogênicas da cobertura vegetal poderiam acelerar a savanização da Amazônia e a desertificação do NEB. No entanto, cabe salientar que essa conclusão é dependente do modelo utilizado. Para a Amazônia, por um lado, estudos com modelos complexos que incluem ciclo de carbono e vegetação dinâmica não mostram consenso quanto à expansão/retração da floresta (Levis et al., 2000; Cox et al., 2000); por outro lado, segundo Costa e Foley (2000), os efeitos do desflorestamento seriam parcialmente compensados por mudanças climáticas globais.

### **8.3 Aplicação à paleoecologia do Brasil**

O MVPot será utilizado para analisar o paleoclima e a paleovegetação do Brasil em dois períodos: o último máximo glacial (Last Glacial Maximum, LGM), ocorrido 21

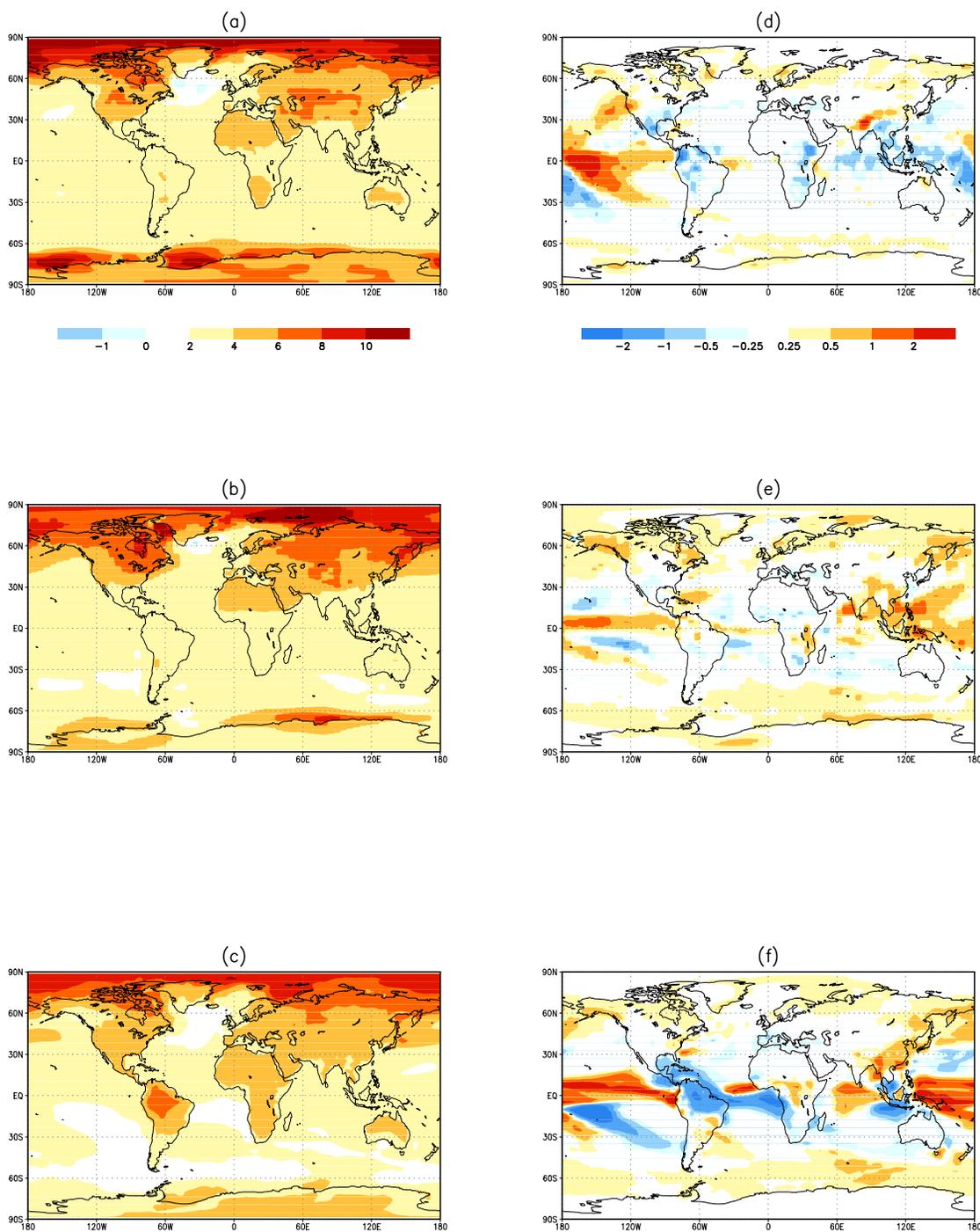


Fig. 8.3 – Anomalias de temperatura (a-c, K) e precipitação (d-f, mm/dia) média anual de 2070-2099 em relação a 1961-1990. (a) e (d) CGCM2; (b) e (e) CSIRO-Mk2; (c) e (f) HADCM3.

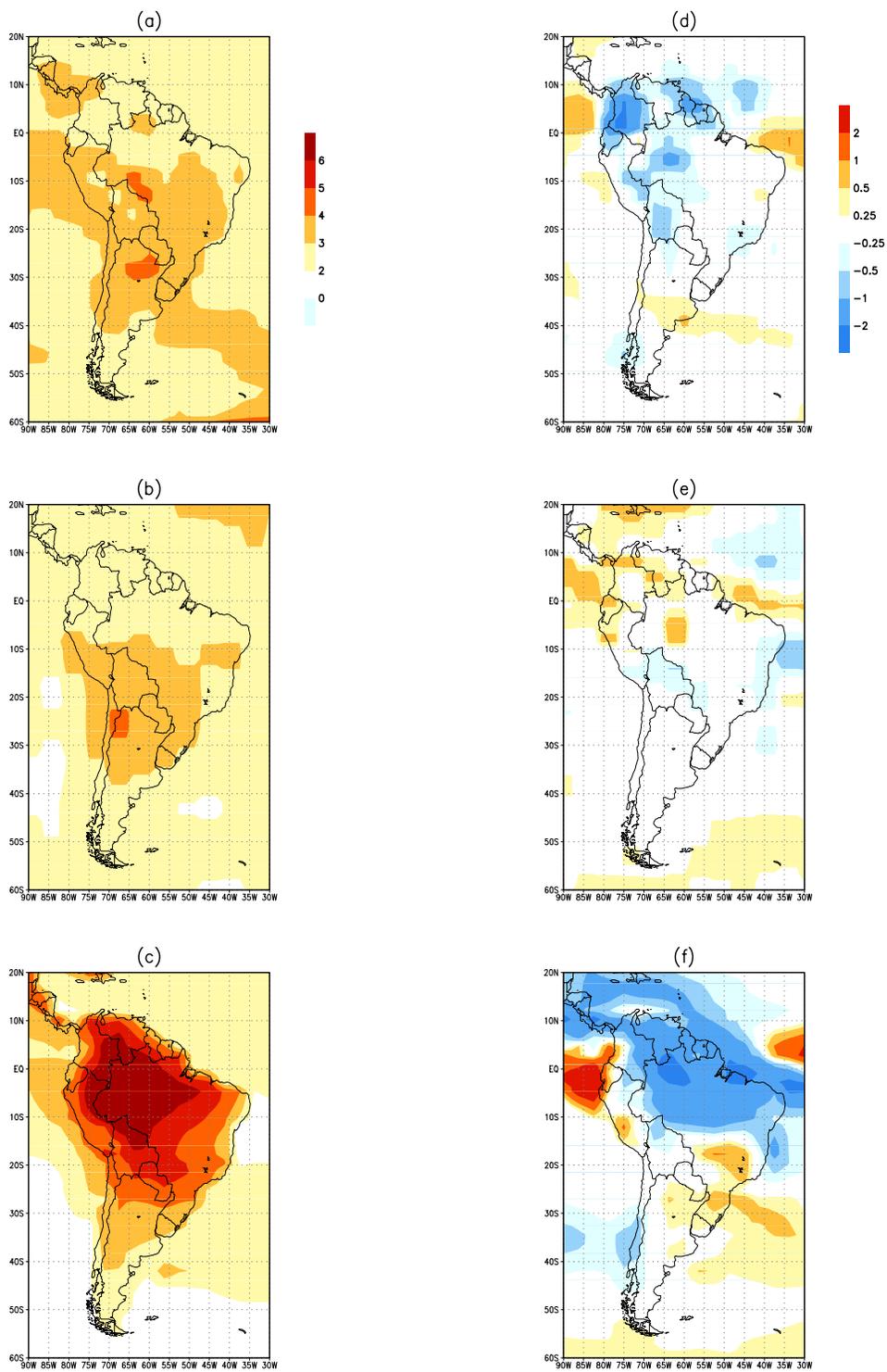


Fig. 8.4 – Mesmo que a Figura 8.4, porém restrito à América do Sul.

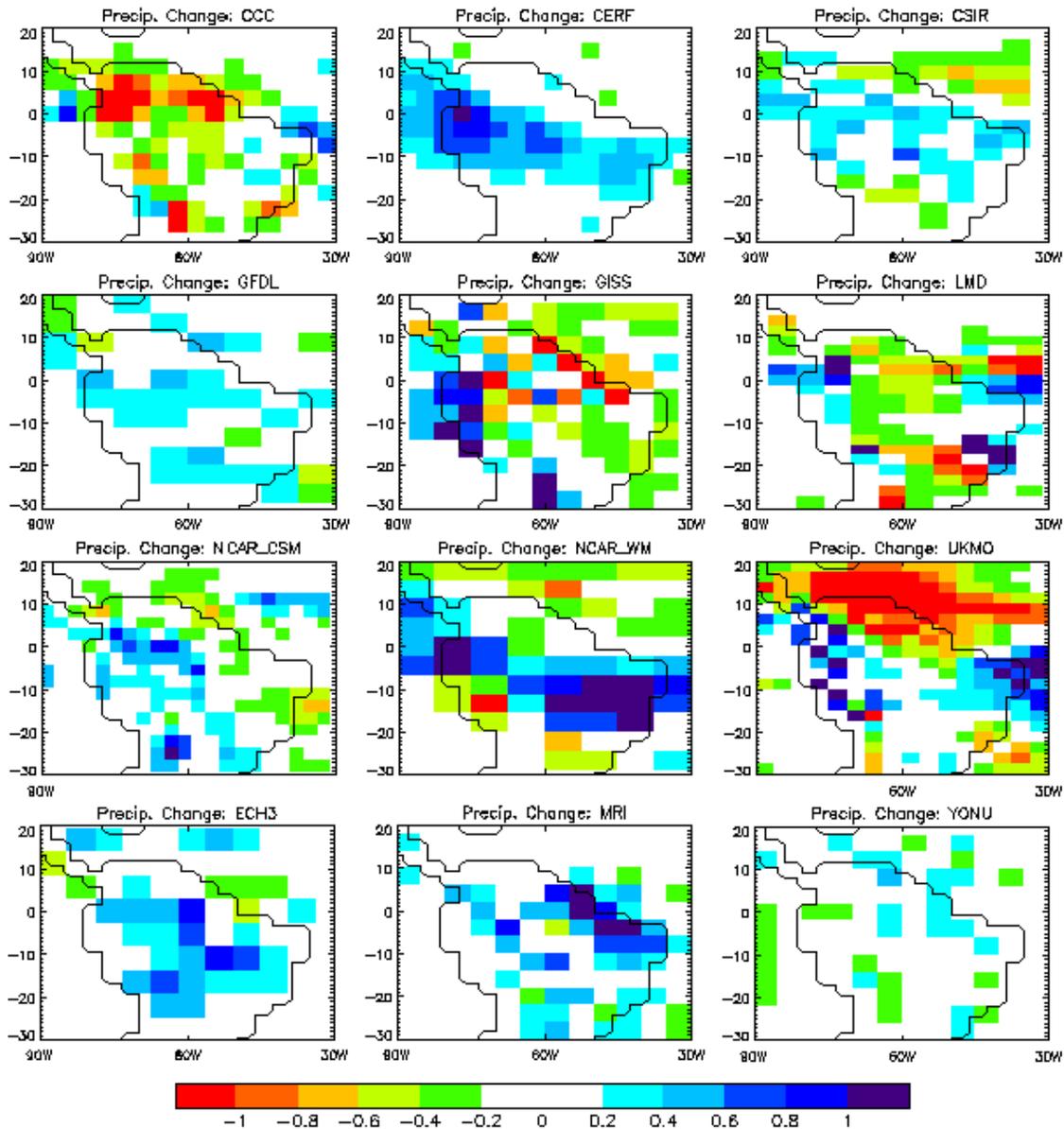


Fig. 8.5 – Anomalias de precipitação média anual (mm/dia) da integração de 100 anos considerando um acréscimo de 1% de  $\text{CO}_2$  por ano. As anomalias referem-se à média da última década (dos 100 anos de integração) em relação ao controle. Os modelos fazem parte do Coupled Model Intercomparison Project (CMIP).

FONTE: cortesia de Richard A. Betts.

mil anos antes do presente (a expressão “mil anos antes do presente” será doravante abreviada, por simplicidade, somente como “ka”), e o período entre 12 e 9 ka. Do ponto de vista global, no LGM, em relação às condições atuais, o clima seria mais frio e mais seco; até os dias atuais, teria havido um aumento de temperatura e

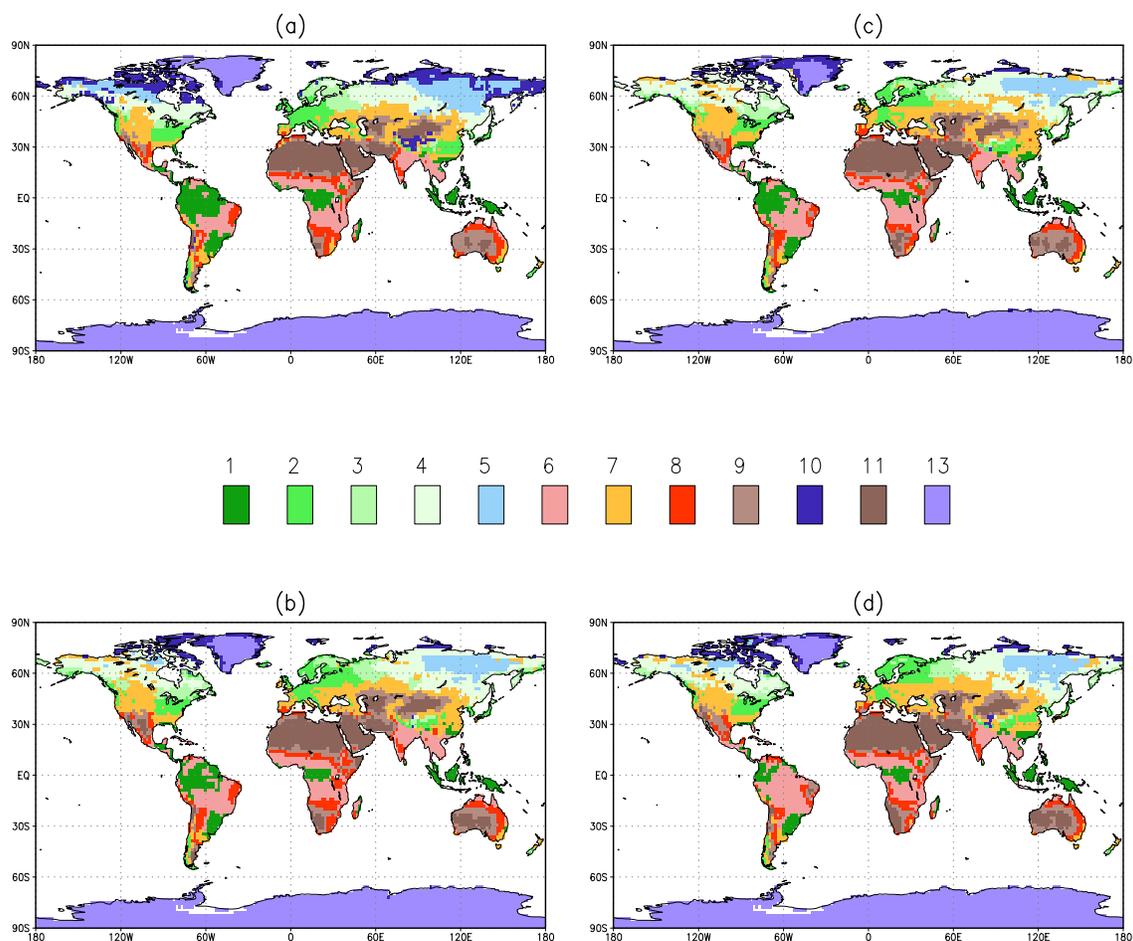


Fig. 8.6 – Biomas potenciais para as condições climáticas atuais (a) e para 2070-2099 (b-d). (b) CGCM2; (c) CSIRO-Mk2; (d) HADCM3.

precipitação, passando por um máximo de temperatura em torno de 6 ka (ótimo do Holoceno), e por um mínimo de temperatura e precipitação em torno de 11,5 ka (Younger Dryas).

### 8.3.1 21 ka (LGM)

Durante LGM, em todo o Brasil, existe um consenso de que houve resfriamento na ordem de 4-6 K. Na Amazônia, o resfriamento pode ser inferido pela mudança da composição florística nas áreas cobertas por floresta devido à invasão de elementos

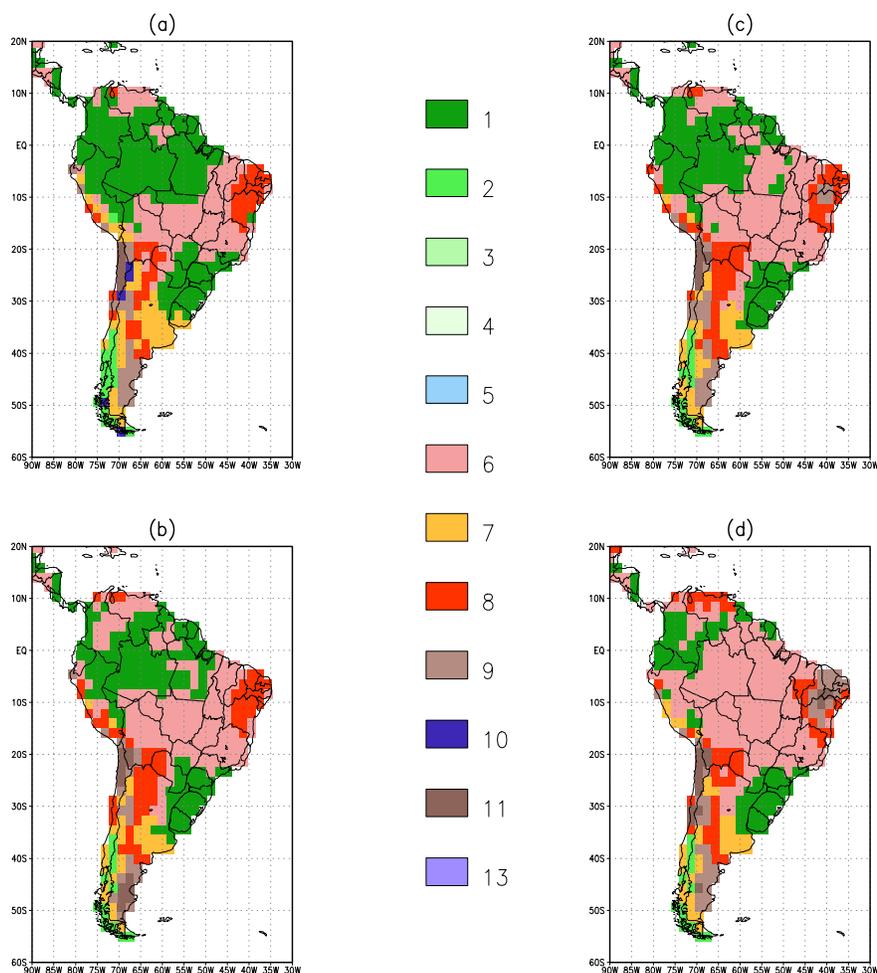


Fig. 8.7 – Mesmo que a Figura 8.6, porém restrito à América do Sul.

montanos (Colinvaux et al., 2000, p.146, sugerem um resfriamento da ordem de 6 K; van der Hammen e Hooghiemstra, 2000, p.729-730, de 4 K). No NEB, dados de paleoaquíferos indicam um resfriamento de cerca de 5 K (Stute et al., 1995). Para o Sul e Sudeste do Brasil, dados de paleovegetação indicam uma redução de 3-7 K e 5-7 K, respectivamente (Behling, 2002, p.23). A simulação paleoclimática de Kutzbach et al. (1998) mostra que a redução de temperatura, no Brasil (e, em geral, nos trópicos), possui grande uniformidade espacial, e seria da ordem de 4-6 K.

Quanto à aridez, existem evidências de que o clima, em todo o Brasil, tenha sido mais árido (Amazônia: Ledru et al., 1998a, e Carneiro Filho et al., 2002; NEB: Behling et

al., 2000; Sul e Sudeste: Behling, 2002, p.23,25). O problema consiste em determinar o grau de aridez. Em geral, mapas de paleovegetação do LGM<sup>4</sup> (Figura 8.8) indicam que a aridez seria suficiente para cobrir o NEB com semi-desertos<sup>5</sup>, e grande parte do Brasil com savana (cerrado) e campos; a Mata Atlântica desapareceria. Na Amazônia, a estimativa do grau de aridez é importante para determinar até que ponto houve retração da floresta e expansão do cerrado. Por um lado, existe a hipótese de que a aridez foi intensa, levando a uma expansão do cerrado por toda a Amazônia; as áreas de floresta se reduziriam a refúgios, ou seja, pequenas áreas de floresta circundadas por cerrado (Figura 8.9). A existência de refúgios têm sido utilizada para explicar alguns padrões de endemismo encontrados na Amazônia<sup>6</sup> (por exemplo, Haffer, 1969). Por outro lado, existe a hipótese de que a aridez foi relativamente branda, incapaz de reduzir, substancialmente, as áreas de floresta. As florestas ocupariam, no LGM, praticamente a mesma área atual (Colinvaux et al., 2000).

Dados de paleovegetação de Carajás (06°35'S, 49°30'W; Sifeddine et al., 2001), Katira (09°S, 63°W; Colinvaux e de Oliveira, 2000, p.349), e Lagunas Bella Vista e Chaplin (14°S, 61°W; Mayle et al., 2000) mostram que, ao menos nas partes leste e sul da Amazônia, houve retração da floresta (e expansão do cerrado). Por outro lado, dados da Lagoa da Pata (0°16'N, 66°41'W; Colinvaux et al., 1996) e do delta do rio Amazonas (05°13'N, 47°02'W; Haberle e Maslin, 1999) indicam que a floresta teria se mantido, embora isso possa ser contestado através de uma interpretação diferente dos dados (para Lagoa da Pata, Ledru et al., 1998a; para o delta do rio Amazonas, van der Hammen e Hooghiemstra, 2000, p.736). De qualquer forma, como

---

<sup>4</sup>Estamos utilizando o mapa de Roy e Adams (2001), mostrado na Figura 8.8, somente para fins de discussão, pois ainda não há consenso sobre a distribuição da paleovegetação brasileira durante o LGM.

<sup>5</sup>Auler e Smart (2001) mostram evidências de um clima mais úmido no LGM em um sítio localizado no NEB (Toca da Boa Vista, cerca de 10°10'S, 40°50'W). Portanto, a questão sobre um clima árido no NEB ainda se encontra em aberto. No presente trabalho, adota-se a hipótese provisória de que, em geral, o clima do NEB tenha sido mais árido no LGM, embora, devido à grande variabilidade espacial, tenha havido regiões mais úmidas.

<sup>6</sup>Nos períodos glaciais, incluindo o LGM, a floresta seria reduzida a refúgios; e, nos períodos interglaciais, sob condições mais úmidas, os refúgios se expandiriam e substituiriam o cerrado, atingindo uma distribuição semelhante à atual. Durante os períodos glaciais, ocorreria especiação alopátrica; e isso explicaria a biodiversidade existente na Amazônia. Logo, nessa teoria, conhecida por teoria dos refúgios, a grande biodiversidade encontrada na Amazônia teria sido formada durante as glaciações do Quaternário. Atualmente, há evidências de que, embora vários grupos de organismos da Amazônia possam ter sido, de alguma maneira, afetados pelos ciclos glaciais, os eventos de especiação podem ter ocorrido em períodos anteriores ao Pleistoceno; os ciclos de glaciação do Quaternário teriam duração muito curta para produzir especiação.

uma hipótese provisória e conciliadora, à espera de confirmação com novos conjuntos de dados, é supor que, no LGM, tenha havido uma aridez suficientemente intensa para ocorrer retração da floresta (e expansão do cerrado) nas partes leste e sul da Amazônia, mas suficientemente branda para preservar a área de floresta a noroeste da Amazônia (embora a floresta tenha se mantido, a sua composição florística teria sido alterada pela invasão de elementos montanos), onde se encontra a Lagoa da Pata. Segundo van der Hammen e Hooghiemstra (2000), essa aridez corresponderia a uma redução de 40% da precipitação atual da Amazônia. Em média sobre toda a Amazônia, considerando uma precipitação anual de 7 mm/dia, a redução seria de cerca de 3 mm/dia. Esse valor é muito maior que o de 0,5-1 mm/dia obtido por Kutzbach et al. (1998), mas é coerente com o obtido por Levis et al. (1999b).

Ao estimar a redução de precipitação, van der Hammen e Hooghiemstra (2000) não levam em conta que, conforme mostrado na análise de sensibilidade do MVPot (seção 8.1), redução de temperatura e aumento de aridez levam a efeitos opostos, ou seja, competem entre si. Por exemplo, em Katira, a precipitação anual, atualmente, é de 2000-2500 mm. Os autores argumentam que, como savanas (cerrados) estão associadas a precipitação anual inferior a 1500 mm, deve ter ocorrido uma redução de precipitação de 500-1000 mm. O limiar de 1500 mm, que separaria (na argumentação de van der Hammen e Hooghiemstra, 2000) savanas de florestas, é válido para as condições climáticas atuais. Em condições mais frias, sob a mesma precipitação anual, a expansão da floresta Amazônica sobre o cerrado (seção 8.1) implica na redução desse limiar (a transição entre floresta e cerrado ocorreria sob precipitação mais baixa). Portanto, considerando um resfriamento de 4-6 K, a redução de precipitação sugerida por van der Hammen e Hooghiemstra seria ainda suficiente para savanizar o sul e leste da Amazônia?

Por outro lado, simulações paleoclimáticas (Kutzbach et al., 1998; Levis et al., 1999b) indicam que haveria aumento de precipitação no Sul e Sudeste do Brasil. Esse aumento favoreceria, ainda mais (pois o resfriamento também favoreceria), a expansão de florestas da Mata Atlântica, o que contradiz os dados de paleovegetação. No NEB, as simulações indicam redução (Kutzbach et al.; Levis et al.). Portanto, por simplicidade, supõe-se que haveria uma redução de precipitação suficientemente intensa e uniforme em todo o Brasil. Essa redução levaria a uma distribuição de biomas coerente com os dados de paleovegetação?

As questões são abordadas utilizando o MVPot. As mudanças de temperatura e

precipitação são feitas nos mesmos moldes da análise de sensibilidade, ou seja, a mesma anomalia é aplicada em todos os meses do ano e para todos os pontos de grade. Considera-se, como representativo das condições do LGM, um resfriamento de 6 K. Nota-se que, se não houvesse nenhuma aridez, a distribuição de biomas no Brasil não corresponderia aos dados de paleovegetação (Figura 8.1).

Uma redução de 1 mm/dia já traria grandes impactos (Figura 8.10). As florestas no Sudeste e Centro-oeste seriam substituídas por campos e cerrado, a caatinga se recuperaria e haveria uma desertificação nas áreas mais áridas do NEB. A área de floresta, nesse caso, seria semelhante à atual, ou seja, os efeitos da redução de temperatura seriam anulados pela aridez. Ao intensificar a redução para 2 mm/dia, ocorre uma retração da floresta, como substituição de floresta por cerrado. À caatinga resta ficar na transição entre semi-deserto e cerrado (ou semi-deserto e campos) e, praticamente, todo o NEB é convertido em deserto ou semi-deserto. Esse mapa é semelhante ao de Roy e Adams (2001), mostrado na Figura 8.8; logo, uma redução de precipitação de cerca de 2 mm/dia seria suficiente para representar as principais características da paleovegetação. Um aumento para 3 mm/dia reduz ainda mais as áreas de floresta, e as áreas desérticas do NEB expandem-se para sul, cobrindo o norte de Minas Gerais. Por outro lado, no sul da América do Sul, o deserto da Patagônia se expande para norte, substituindo os campos. Esse mapa, para a Amazônia, é semelhante ao de van der Hammen e Hooghiemstra (2000), que está mostrado na Figura 8.11.

Logo, considerando 6 K como o resfriamento do Brasil no LGM, uma redução uniforme de 2-3 mm/dia ( $\sim 700$  a  $1000$  mm/ano) seria suficiente para explicar as características da paleovegetação do Brasil no LGM<sup>7</sup>. Essa redução corresponde à proposta por van der Hammen e Hooghiemstra (2000) para a Amazônia (considerada como um todo). No entanto, deve-se ter em mente que, para se chegar ao valor da redução de precipitação, utiliza-se um modelo que não leva em conta os mecanismos de feedback entre CO<sub>2</sub> e vegetação (ou ciclo de carbono e vegetação dinâmica; Cf. seção 8.2). No LGM, Levis et al. (1999b) mostram que, apesar do aumento de condutância estomática devido à redução da concentração de CO<sub>2</sub> (atualmente,

---

<sup>7</sup>Uma outra possibilidade consiste em considerar que as mudanças percentuais são uniformes, tal como considerado por van der Hammen e Hooghiemstra (2000) para a Amazônia. No entanto, mudanças de precipitação mais simétricas zonalmente, por exemplo, decorrentes de um diferente posicionamento da ZCIT, seriam melhor representadas por mudanças de magnitude uniformes, que podem ser interpretadas como médias das variações meridionais. Por isso, no presente trabalho, consideramos que as mudanças de magnitude, e não percentuais, são uniformes.

a concentração é de cerca de 360 ppmv; no LGM, seria de 200 ppmv), haveria redução de evapotranspiração associada à retração de florestas tropicais. A redução de evapotranspiração levaria a aumento de fluxo de calor sensível e aquecimento da baixa atmosfera, e também reduziria a disponibilidade de vapor d'água na camada limite planetária, o que tenderia a diminuir a precipitação. Na Amazônia, as mudanças de cobertura vegetal intensificariam a redução de precipitação predita levando-se em conta somente efeitos radiativos; a magnitude da redução concorda com os 2-3 mm/dia obtidos pelo MVPot.

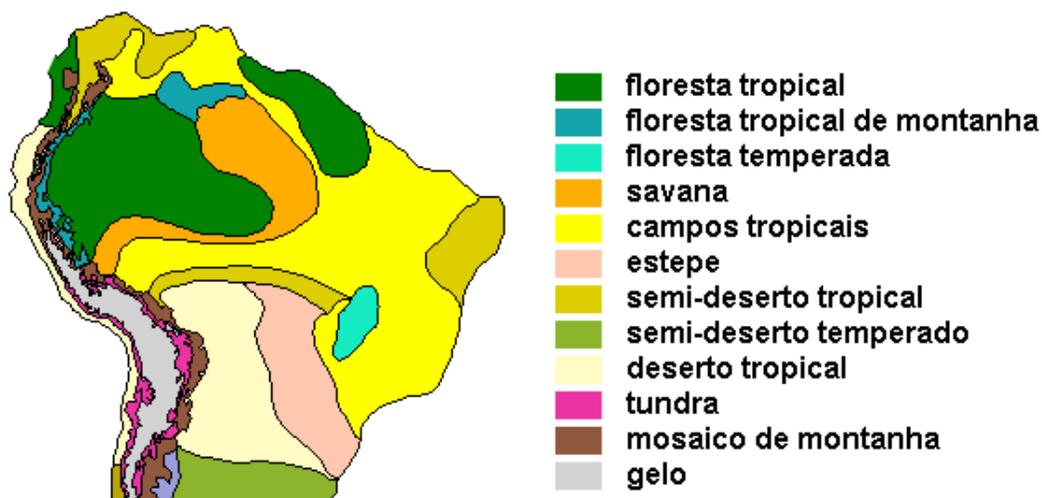


Fig. 8.8 – Vegetação no LGM segundo Ray e Adams (2001).

### 8.3.2 12-9 ka

Neste período, supõe-se que o clima tenha sido frio e suficientemente úmido para permitir a expansão de florestas da Mata Atlântica<sup>8</sup> sobre o NEB (Behling et al., 2000; de Oliveira et al., 1999; de Oliveira, 2000). Existe a hipótese de que, por volta de 11 ka, houve uma conexão entre a floresta Amazônica e a Mata Atlântica. Essa conexão teria permitido a migração de táxons florestais da Amazônia para a Mata Atlântica, explicando o grande número de elementos comuns entre esses dois domínios florestais. Duas rotas de migração foram propostas (Figura 8.12). A rota

<sup>8</sup>Entre 12-9 ka, Mata Atlântica refere-se às florestas da costa do NEB. Nessa época, as formações florestais do Sudeste e Sul do Brasil, atualmente consideradas como pertencentes à Mata Atlântica, não se encontravam bem desenvolvidas; as florestas deviam estar restritas a áreas isoladas numa ampla região de cerrado e campos.

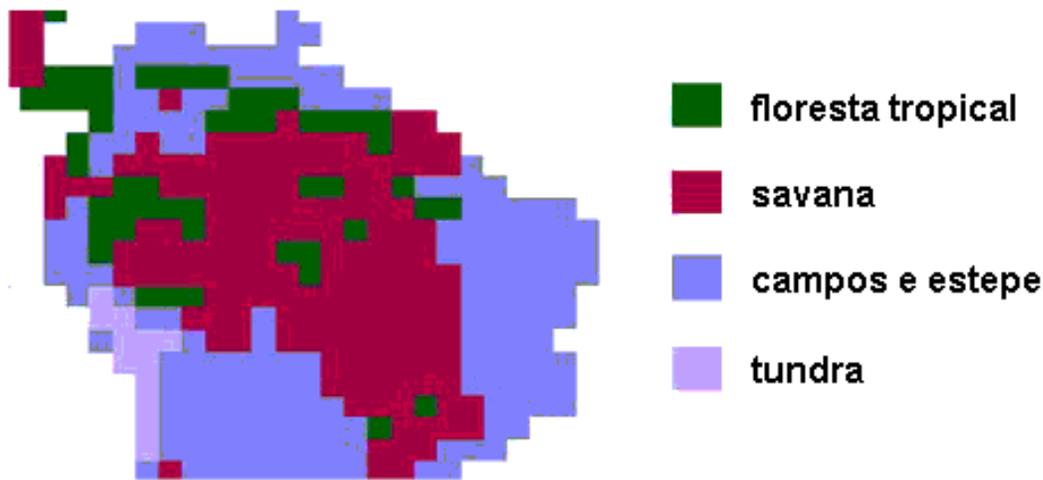


Fig. 8.9 – Vegetação da Amazônia no LGM com base na teoria dos refúgios.  
 FONTE: adaptado de Turcq et al. (2002, p.823).

A , proposta nos anos 60, realiza a conexão pela costa norte e nordeste do Brasil, e é justificada por evidências de natureza botânica. Recentemente, a rota B foi proposta baseada nos dados palinológicos do Vale do Rio Icatu (10°24'S, 43°13'W; de Oliveira et al.): a conexão deve ter se dado através da região de caatinga, possivelmente facilitada pelo surgimento de uma rede de florestas de galeria.

Há outras evidências que apóiam a expansão florestal sobre a caatinga nesse período. Hartwig e Cartelle (1996) e Cartelle e Hartwig (1996) reportam a descoberta de dois esqueletos de primatas extintos na Toca da Boa Vista (10°10'S, 40°50'W; Campo Formoso, Bahia, vegetação de caatinga), com idade estimada de 10-12 ka. Esses primatas não sobreviveriam na atual caatinga; logo, os autores sugerem a existência de uma floresta na região. Atualmente, a existência de elementos comuns da fauna de mamíferos entre o leste da Amazônia e a parte nordestina da Mata Atlântica, e também em áreas florestais isoladas na caatinga, sugere a existência de uma conexão florestal pretérita entre essas três regiões (revisão em Vivo, 1997).

Entre 12-9 ka, na Amazônia, de forma semelhante ao NEB, há evidências de clima úmido (Sifeddine et al., 2001), embora, em torno de 11,5 ka, tenha havido uma redução da vazão do rio Amazonas (Maslin e Burns, 2000), o que indica uma anomalia mais seca. Essa anomalia, no entanto, não parece ter afetado a recuperação das florestas em Carajás (Sifeddine et al.); ou seja, embora sob uma anomalia mais

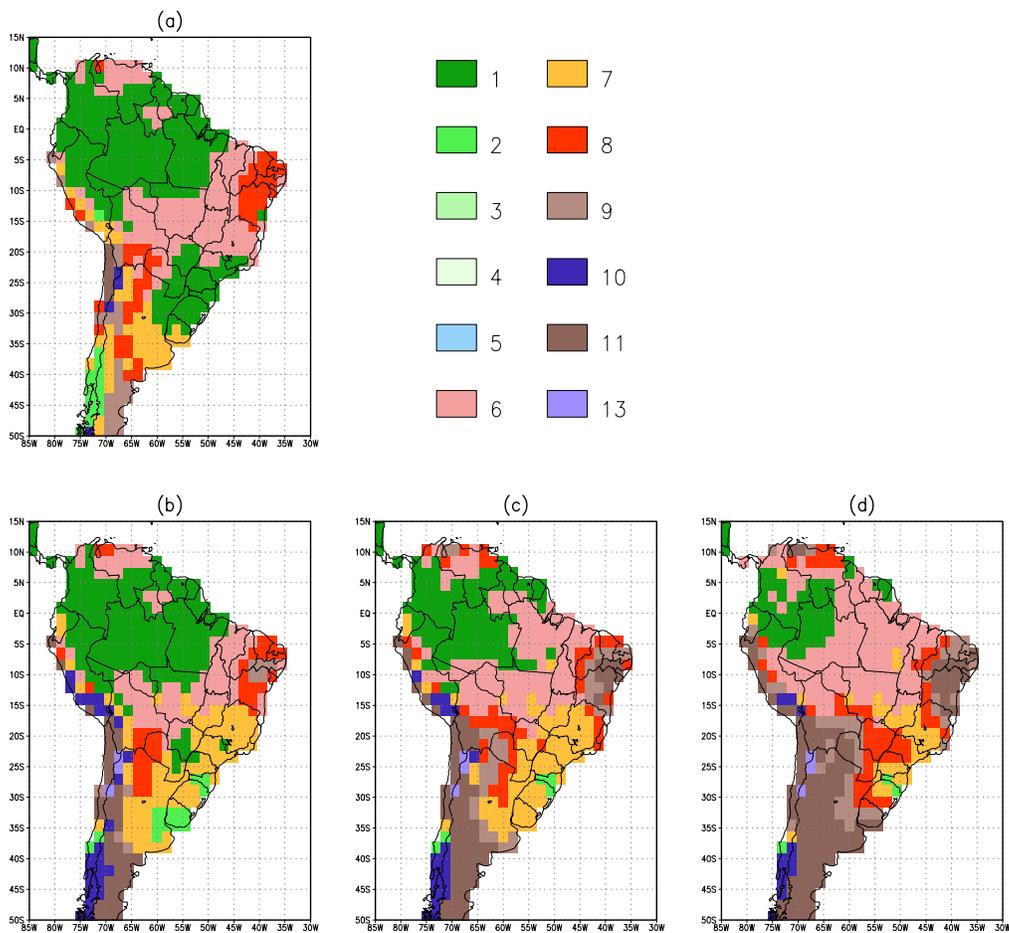


Fig. 8.10 – Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de precipitação média anual (mm/dia): (b) -1; (c) -2; (d) -3. Em (b-d), a anomalia de temperatura média anual é de 6 K. (a) Mapa atual de vegetação potencial.

seca, a floresta Amazônica continuou expandindo-se para leste. No Sul e Sudeste, há evidências de clima frio e, em geral, seco (Ledru et al., 1998b). No entanto, devem ter existido áreas de floresta isoladas numa ampla região de cerrado e campos, como mostram os dados de Volta Velha (26°04'S, 48°38'W; Behling, 2002, p.23).

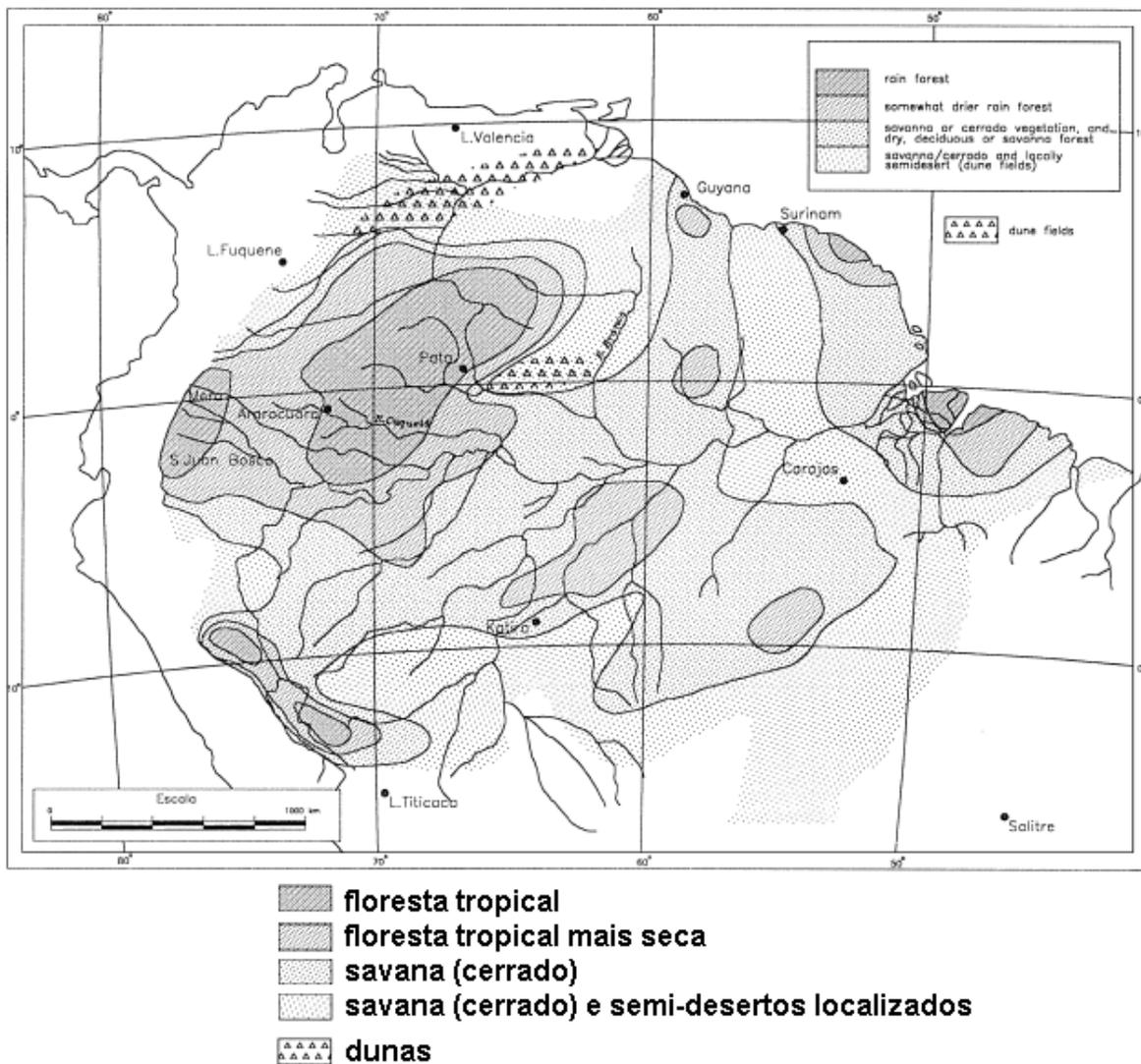


Fig. 8.11 – Vegetação no LGM segundo van der Hammen e Hooghiemstra (2000).

Utiliza-se o MVPot para estimar os tipos de vegetação do Brasil entre 12-9 ka.

A simulação paleoclimática de Kutzbach et al. (1998) indica um resfriamento, em todo o Brasil, de 1-2 K em 11 ka. A existência de um clima mais frio concorda com as evidências mencionadas anteriormente (para o NEB e o Sul e Sudeste). Como hipótese de trabalho, admitamos que o resfriamento obtido pela simulação paleoclimática esteja correto. Sob as condições de precipitação atuais, um resfriamento dessa ordem não seria suficiente, conforme mostrado na análise de sensibilidade do MVPot (seção 8.1), de promover uma conexão entre caatinga e Amazônia. Mesmo um resfriamento maior, na ordem de 4 K, não seria suficiente.

Para promover uma conexão entre caatinga e Amazônia, uma possibilidade seria aumentar a precipitação (nos mesmos moldes do estudo de sensibilidade), de tal forma a favorecer a expansão de florestas. No entanto, com esse aumento, o Sul e Sudeste ficariam cobertos por florestas, o que contradiz os dados de paleovegetação. Isso, obviamente, já seria esperado, pois um aumento uniforme de precipitação iria contra as evidências de clima seco no Sul e Sudeste. Logo, necessita-se de uma outra abordagem.

Entre 12-9 ka, o aspecto dinâmico de maior diferença em relação aos dias atuais parece ser o posicionamento das zonas de convergência. Martin et al. (1997) sugerem que a zona de maior precipitação teria estado mais ao norte no verão austral (Figura 8.13). A diferença entre os dias atuais e 12-9 ka parece ser a inexistência de ZCAS; a ZCIT estaria somente um pouco mais ao norte, e a ZCAS não se formaria. Essas condições sugerem que, entre 12-9 ka, a circulação de verão seria semelhante ao que ocorre, atualmente, no mês de abril, quando cessa a formação da ZCAS (cuja ação se estende até março). Isso concorda, em parte, com a sugestão de Martin et al. de que as condições seriam semelhantes ao que início de outono ou final da primavera austral. Logo, no verão austral entre 12-9 ka, consideraremos que o padrão de precipitação e temperatura seria semelhante ao encontrado em abril dos dias atuais.

Entre 12-9 ka, a sazonalidade de insolação é menor (devido a mudança dos parâmetros orbitais): verões mais frios e invernos mais quentes. Supondo que essa menor sazonalidade se reflita nos demais campos meteorológicos, consideraremos que o padrão de precipitação e temperatura do inverno austral entre 12-9 ka seria semelhante ao encontrado em junho nos dias atuais. Logo, a sazonalidade no período de 12-9 ka se resumiria ao encontrado, nos dias de hoje, entre abril e junho.

Dois testes de sensibilidade são feitos: no primeiro, considera-se um abril perpétuo, ou seja, durante todo o ano, as condições seriam iguais às de abril dos dias de hoje; no segundo, consideram-se 6 meses (NDJFMA) sob as condições de abril e os 6 restantes (MJJASO) sob as de junho. Os resultados (Figura 8.14) mostram que o posicionamento da ZCIT favorece a migração da floresta no Norte-NEB, e a ausência de ZCAS leva a um clima mais seco no Centro-oeste, Sul e Sudeste (particularmente quando se incorpora a sazonalidade). O resfriamento tem pouco impacto para a expansão de floresta no Norte-NEB, mas possui papel importante na expansão dos campos no Sul e Sudeste do Brasil; particularmente sob um resfriamento de 4 K,

grande parte da região ao sul de 10°S é coberto por campos, cerrado e caatinga, com as florestas aparecendo de forma fragmentada. O mapa é semelhante ao apresentado por Ledru et al. (1998b) para o período de 10-7 ka (Figura 8.15).

Uma limitação do teste de sensibilidade é o aparecimento de uma zona muito árida na Bahia e em Minas Gerais, impedindo a presença de savanas ou a expansão de florestas nesses Estados. Isso é causado pelo mínimo de precipitação nesses Estados em abril e junho dos dias atuais. Provavelmente, entre 12-9 ka, não haveria esse mínimo: a ZCIT estaria um pouco mais ao sul, mas sem formação de ZCAS, o que permitiria a expansão de florestas pela rota B. De qualquer forma, através de argumentos sobre o posicionamento e aparecimento das zonas de convergência, mostra-se que seria possível a conexão de florestas entre Amazônia e Mata Atlântica nordestina, e um clima relativamente seco no Sul e Sudeste do Brasil.



Fig. 8.12 – Possíveis rotas de migração (A e B) para táxons de floresta tropical durante o Quaternário. A área de estudo está no Vale do Rio Icatu.  
FONTE: adaptado de De Oliveira et al. (1999, p.333).

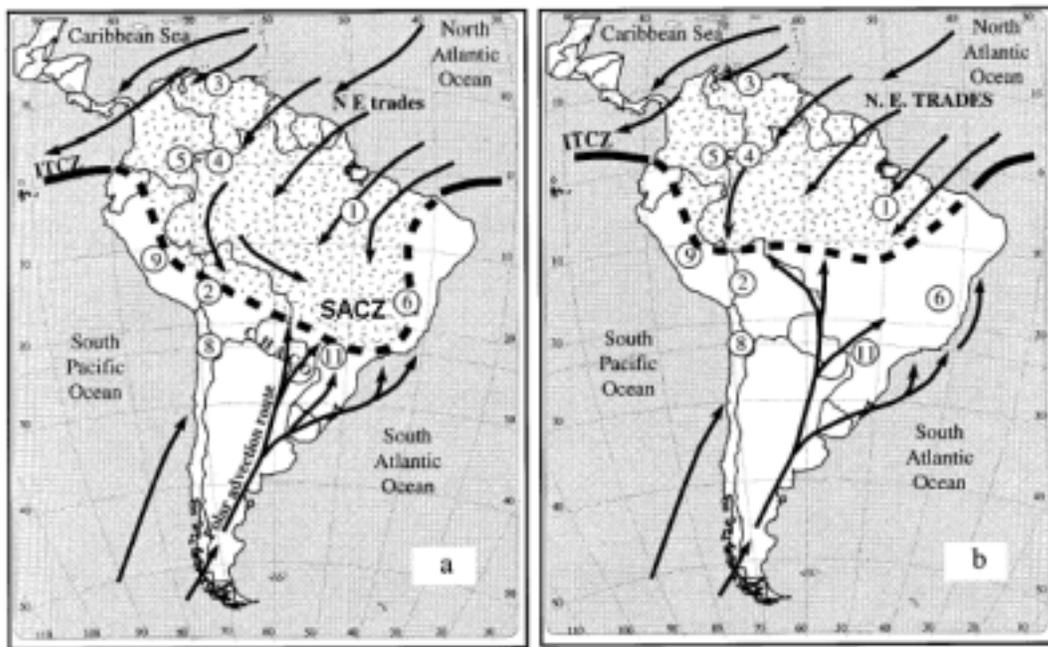


Fig. 8.13 – Localização das zonas de convergência no verão. (a) Dias atuais; (b) 12-9 ka.

FONTE: adaptado de Martin et al. (1997, p.118).

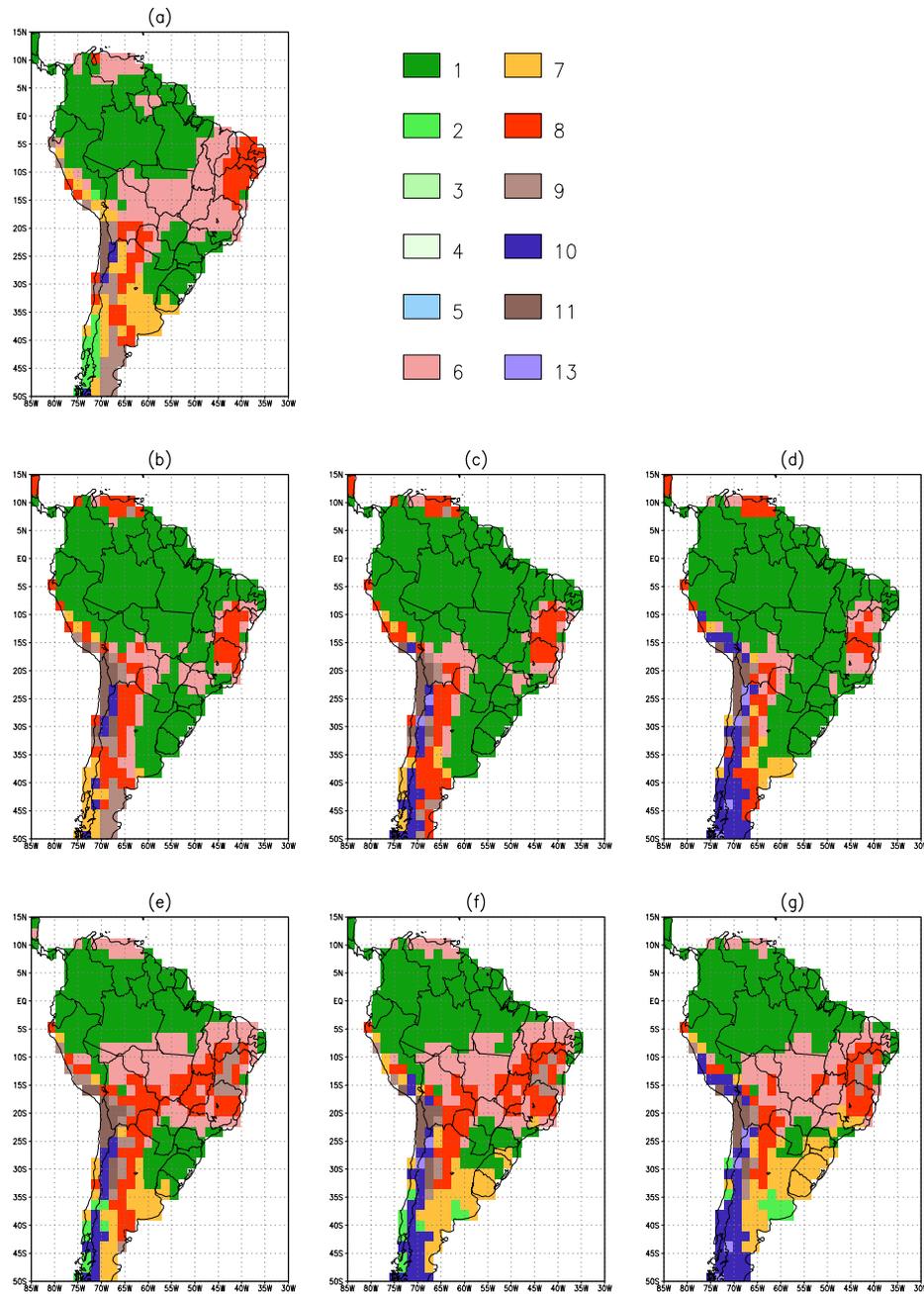


Fig. 8.14 – Sensibilidade da distribuição de biomas a anomalias de temperatura média anual e sazonalidade da precipitação. As anomalias de temperatura (K) são de zero (b,e), -2 (c,f) e -4 (d,g). Em (b-d), a precipitação do mês de abril é mantida durante todo o ano (abril perpétuo). Em (e-g), mantém-se a precipitação de abril em NDJFMA; e de junho em MJJASO. (a) Mapa atual de vegetação potencial.

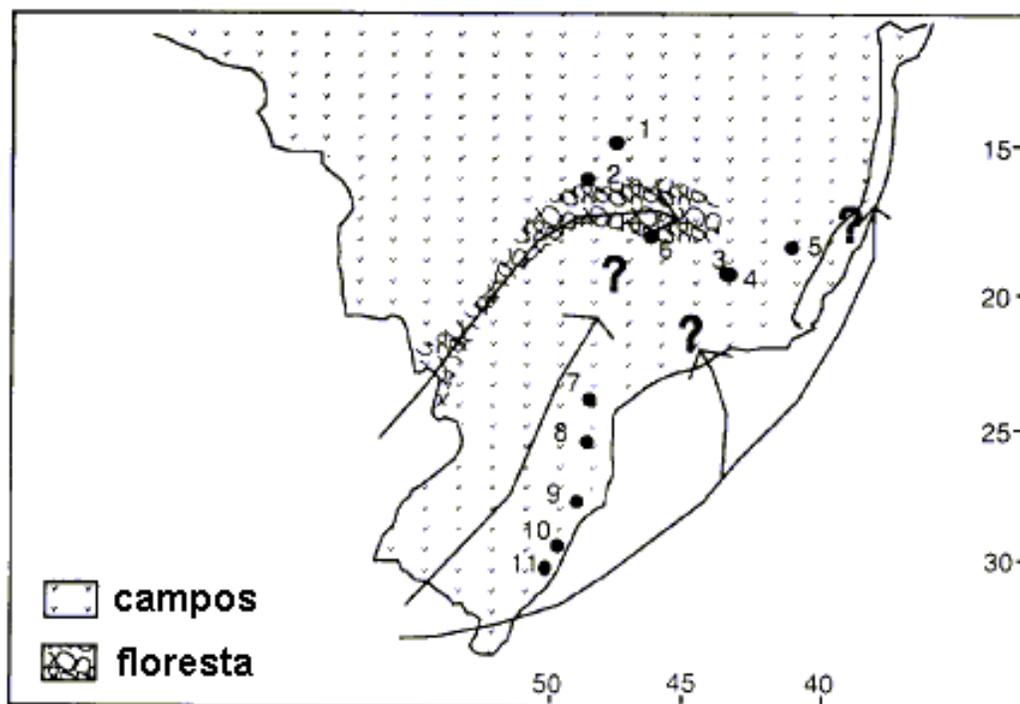


Fig. 8.15 – Vegetação do Sul e Sudeste do Brasil entre 10-7 ka segundo Ledru et al. (1998b).



## CAPÍTULO 9

### ESTADOS DE EQUILÍBRIO CLIMÁTICO

Neste capítulo, utiliza-se o MCGA do CPTEC/COLA acoplado ao MVPot desenvolvido no Capítulo 4 para investigar a existência de estados de equilíbrio do sistema biosfera-atmosfera (ou bioma-clima) diferentes do atual (Cf. Capítulo 1, seção 1.2). Trata-se da parte II do trabalho. Os resultados da parte I (Capítulos 6 e 7) mostram que a desertificação do NEB levaria a um clima mais seco, o que favoreceria a manutenção de desertos ou semi-desertos no NEB, ou seja, a existência de um equilíbrio climático mais seco. Realizam-se 3 experimentos: controle, deserto e floresta (Cf. Capítulo 5, seção 5.2). No controle, integra-se o MCGA por 10 anos utilizando o mapa de biomas potenciais. No deserto e na floresta, os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e daí se inicia a integração; os biomas são atualizados a cada 3 anos com o uso do MVPot. O ciclo de integrar o MCGA por 3 anos e atualizar a distribuição de biomas corresponde a uma iteração. O estado de equilíbrio climático é alcançado após um número suficientemente grande de iterações.

#### 9.1 Biomas dos estados de equilíbrio

A partir da segunda iteração, o grau de semelhança entre o mapa de biomas obtido e o de vegetação potencial praticamente se estabiliza (Figura 9.1a); os valores de  $\kappa$  se mantêm em torno de 0,80, o que indica uma semelhança *muito boa* com o mapa de vegetação potencial. Entre iterações sucessivas, o grau de semelhança se estabiliza a partir da terceira iteração (Figura 9.1b); os valores de  $\kappa$  se mantêm em torno de 0,80, o que indica uma semelhança *muito boa* entre mapas de iterações sucessivas. Portanto, considera-se que 5 iterações são suficientes para obter a condição de equilíbrio climático<sup>1</sup>.

Do ponto de vista da evolução da semelhança global entre mapas, parece não existir diferença entre os experimentos de deserto e de floresta (por exemplo, na Figura 9.1a, as curvas de ambos os experimentos são quase coincidentes). Além disso, o padrão global da distribuição dos biomas da última iteração dos experimentos é semelhante ao mapa de vegetação potencial (Figura 9.2). Embora haja semelhança em escala global, os mapas podem apresentar, em escala regional, diferenças que apresentam

---

<sup>1</sup>O critério de parada do processo iterativo utiliza somente a semelhança entre mapas de biomas ( $\kappa$ ). A semelhança entre o padrão de outras variáveis (por exemplo, precipitação) não é utilizada.

coerência espacial. No Brasil, por exemplo, uma diferença marcante, já visível no mapa global, é a substituição de uma considerável porção das florestas tropicais da Amazônia por savanas (cerrado) no experimento de deserto. No experimento de floresta, isso não acontece.

Enfocando a região da América do Sul com mais detalhe (Figura 9.3), pode-se notar que o experimento de floresta é caracterizado somente por diferenças isoladas. Essas diferenças, por exemplo, não são capazes de gerar anomalias significativas no campo de movimento vertical médio da troposfera (não mostrado). Logo, pode-se considerar que o experimento de floresta, para a América do Sul, levaria ao estado de equilíbrio climático atual. Por outro lado, no experimento de deserto, há regiões - por exemplo, parte da Amazônia, conforme mencionado anteriormente, e o NEB (embora a extensão espacial seja pequena) - onde as mudanças de vegetação estão associadas a climas estatisticamente distintos. Logo, o experimento de deserto leva a um outro estado de equilíbrio climático, caracterizado, principalmente, por parte da Amazônia coberta por savanas e a zona mais árida do NEB coberta por semi-deserto. Esse novo estado de equilíbrio é estudado nas próximas seções deste capítulo.

Utilizando o modelo ECHAM acoplado ao BIOME, Claussen (1997) obtiveram outro estado de equilíbrio climático além do atual. No novo estado de equilíbrio, haveria uma expansão da área de savanas sobre o Sahel e a parte ocidental do Saara; em uma grande área do Saara, desertos seriam substituídos por savanas. Esse estado se assemelha ao obtido por Claussen e Gayler (1997) para o Médio Holoceno (cerca de 6000 anos A.P.); nesse período, evidências paleoecológicas indicam que o Saara e o Sahel eram mais úmidos que os dias atuais. A expansão das savanas sobre o Sahel e o Saara não está presente nos nossos resultados. Na África, a integração a partir de ambas as condições iniciais (deserto e floresta) converge para o estado atual. Há várias possíveis causas para essa divergência de resultados. Uma delas pode ser a diferença dos modelos atmosféricos (ECHAM *versus* CPTEC/COLA) e de vegetação potencial (BIOME *versus* MVPot do Capítulo 4) utilizados. Outra pode ser o procedimento de correção de erros sistemáticos do modelo atmosférico (equação 5.3) utilizado no nosso trabalho; em Claussen, não há correção de erros sistemáticos, ou seja, os valores simulados de precipitação e temperatura alimentam, diretamente, o BIOME. Para o Médio Holoceno, Harrison et al. (1998) mostram, em simulações com o modelo ECHAM 3.2 acoplado ao BIOME, que o procedimento de corrigir o erro sistemático diminui a expansão da área de savanas sobre o Sahel e a parte

ocidental do Saara. Logo, os resultados do presente trabalho estariam coerentes com o fato de termos adotado o procedimento de corrigir o erro sistemático. Além dessas possibilidades, existe a diferença de resolução horizontal. Enquanto Claussen utiliza a resolução T21 (cerca de  $5,6^\circ$ ), que é muito baixa para representar, por exemplo, o NEB (que ficaria reduzido a poucos pontos de grade), o presente trabalho adota a resolução T62 (cerca de  $2^\circ$ , o que leva a 29 pontos de grade no NEB). Nessa resolução, como mencionado anteriormente (Capítulo 3), representa-se a ZCIT de forma mais precisa.

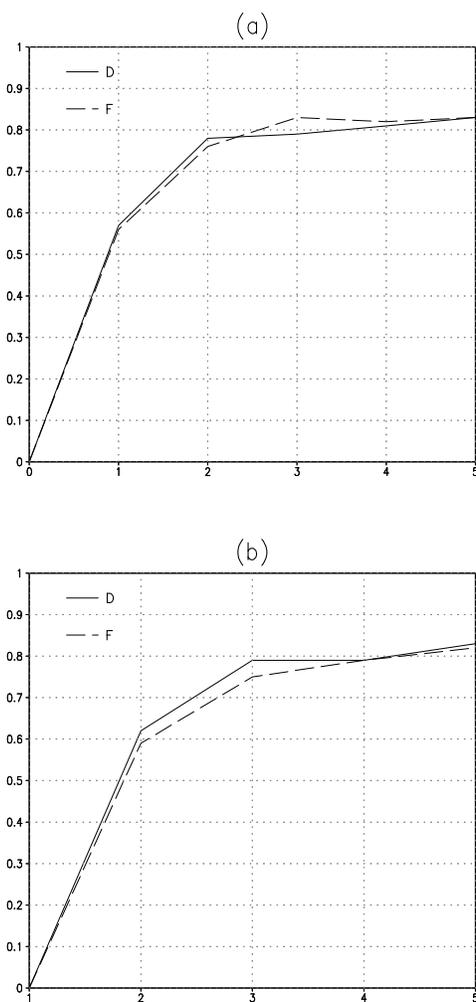


Fig. 9.1 – Valores de  $\kappa$  global em função da iteração: (a)  $\kappa$  calculado em relação ao mapa de vegetação potencial; (b) calculado comparando-se com o bioma da iteração anterior. Na legenda, D se refere ao experimento de deserto; F, ao de floresta.

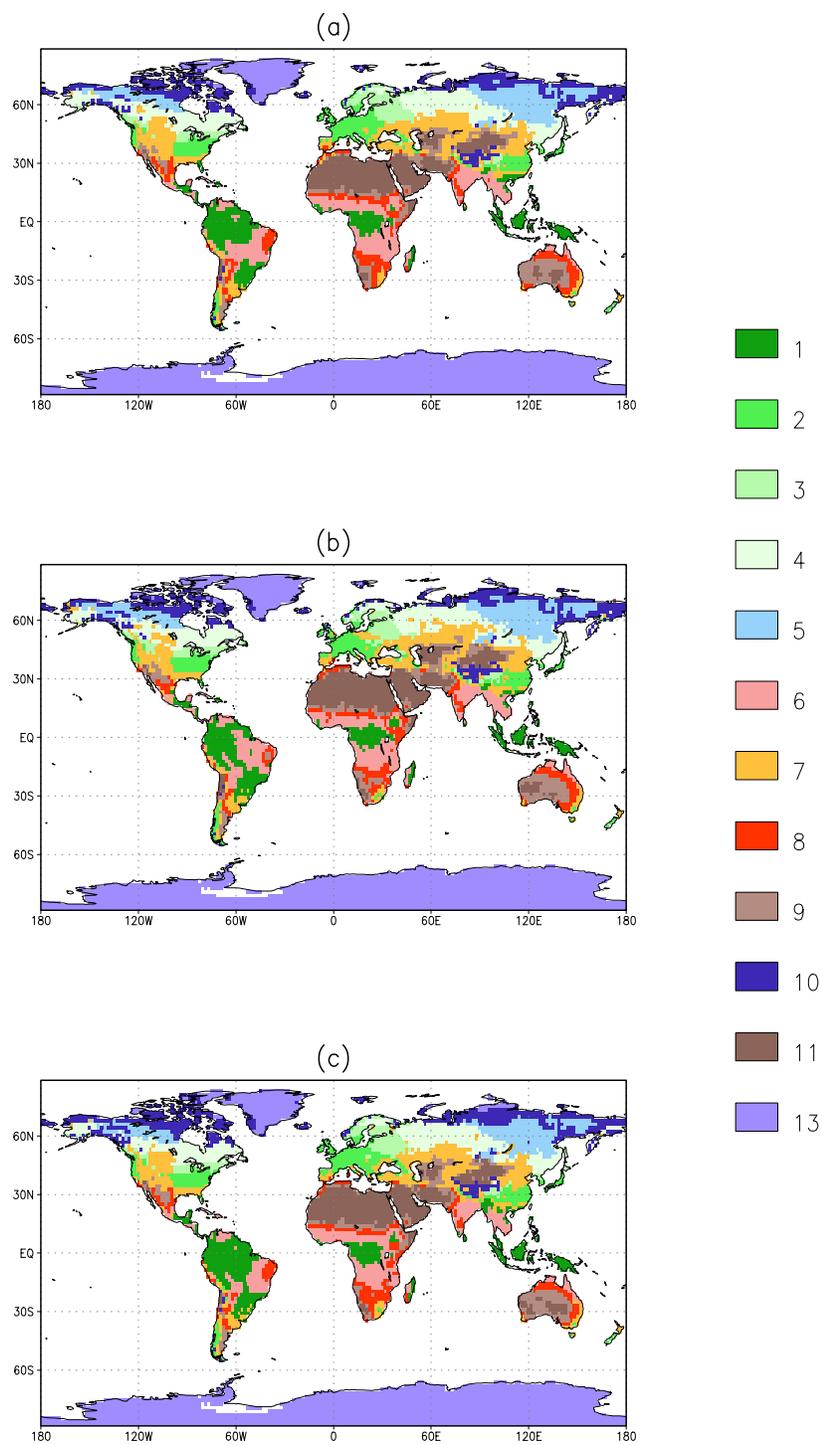


Fig. 9.2 – Mapas de vegetação. (a) Vegetação potencial; (b) e (c), biomas da última iteração com condição inicial de desertos e florestas, respectivamente.

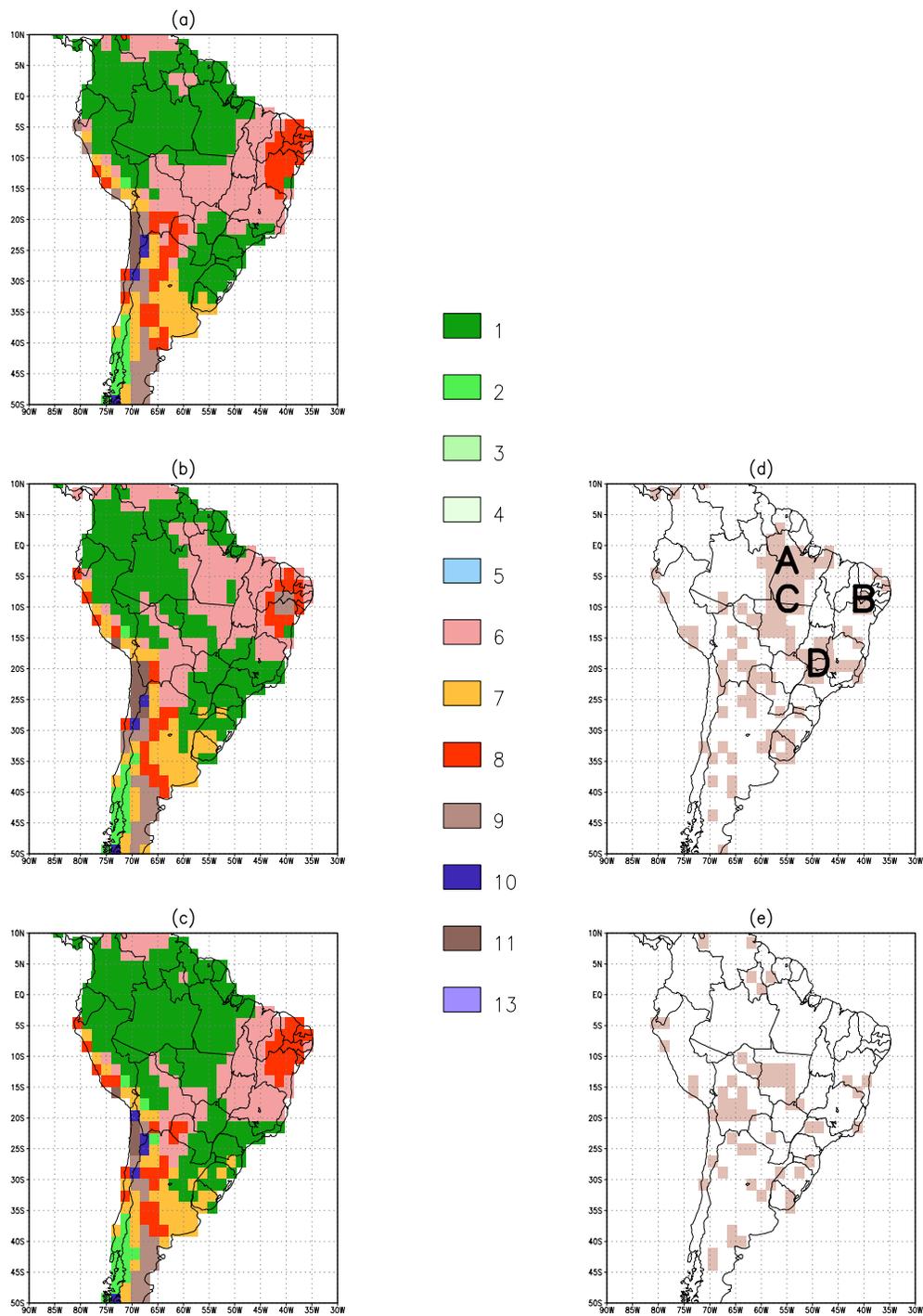


Fig. 9.3 – Mapas de vegetação. (a), (b) e (c), mesmo que 9.2; (d) e (f), locais onde há diferença entre vegetação potencial e bioma da última iteração com condição inicial de desertos e florestas, respectivamente (em cor bege).

## 9.2 Clima do novo estado de equilíbrio

### 9.2.1 Grande escala

Na nova situação de equilíbrio, oriunda da integração na qual todos os biomas - exceto gelo - são convertidos para deserto, as seguintes diferenças em relação à situação atual podem ser notadas:

- aparecimento de semi-deserto na parte central do NEB, que é a zona mais susceptível à desertificação (Cf. Figura 5.1);
- substituição das florestas tropicais do Pará, leste do Amazonas e norte do Mato Grosso por cerrado, ou seja, o cerrado invade as florestas tropicais da Amazônia;
- extensão da Mata Atlântica em direção ao norte: o cerrado do sul e oeste de Minas Gerais, e da parte oriental de Goiás, é substituído por florestas tropicais; além disso, a Mata Atlântica e a Amazônia ficam conectadas por uma faixa de floresta que passa pelo Mato Grosso na direção noroeste-sudeste.

Do ponto de vista climático, essas regiões - onde há diferenças entre os biomas das duas situações de equilíbrio climático - podem ser divididas em 4 regiões homogêneas (Figura 9.3d):

- A: norte do Pará (5°S-Ecuador, 57°W-52°W; há substituição de floresta tropical por savana);
- B: parte central do NEB (12°S-7°S, 43°W-48°W; caatinga por semi-deserto);
- C: sul do Pará e norte do MT (12°S-7°S, 57°W-52°W; floresta tropical por savana);
- D: sul e oeste de MG, e parte oriental de GO (22°S-17°S, 50°W-45°W; cerrado por floresta tropical).

Essas 4 regiões podem ser agrupadas em duas faixas que se estendem na direção noroeste-sudeste: A-B (ao norte) e C-D (ao sul).

Em geral, na faixa A-B, há redução de precipitação (Figura 9.5), anomalias de subsidência em média na troposfera, redução de aquecimento diabático e anomalias de divergência atmosférica em 850 mb (Figura 9.6); na faixa C-D, aumento de precipitação, anomalias de ascendência, aumento do aquecimento diabático e anomalias de convergência atmosférica em 850 mb. As faixas estão, a grosso modo, divididas pela linha que liga os pontos ( $10^{\circ}\text{N}$ ,  $75^{\circ}\text{W}$ ) e ( $30^{\circ}\text{S}$ ,  $20^{\circ}\text{W}$ ). As peculiaridades de cada região estão apresentadas na Tabela 9.1 (na qual também estão apresentadas as anomalias em 700 mb). Note que, em todas as características apresentadas, as anomalias são significativas em B e não são em D. Em A e C, somente algumas das características apresentam significância estatística.

Em C, embora haja aumento de precipitação, não surgem florestas tropicais (como seria esperado; por exemplo, em D, há aumento de precipitação e aparecimento de florestas tropicais). Isso ocorre porque a escolha da vegetação potencial depende da evapotranspiração (equação 4.15): onde há aumento, ocorre aparecimento de vegetação de maior porte; onde há redução, de menor porte (Figura 9.5b).

Em baixos níveis, ao sul de cerca de  $15^{\circ}\text{S}$ , os escoamentos em 850 e 700 mb são muito semelhantes (Figuras 9.6); sobre o continente brasileiro, há um claro escoamento ciclônico (ganho de vorticidade negativa) ao redor de uma baixa localizada nas proximidades de D. Esse escoamento ciclônico, geostroficamente coerente com a baixa, geraria uma convergência atmosférica em baixos níveis; de fato, isso ocorre, como mostrado na Tabela 9.1. Havendo convergência nos baixos níveis, espera-se haver uma divergência em níveis mais altos; de fato, em D, em altos níveis (200-300 mb), ocorre divergência atmosférica associada a escoamento anticiclônico ao redor de uma crista. Logo, a estrutura vertical sobre D deve ser a do primeiro modo baroclínico envolvendo toda a troposfera.

Ao norte de  $15^{\circ}\text{S}$ , tanto em 850 quanto em 700 mb, a componente divergente do vento é importante. No Brasil, em 850 mb, o escoamento é dominado pela parte divergente. Em torno de  $5^{\circ}\text{S}$  na Amazônia e passando pelas regiões A e B, há divergência atmosférica. Na região A, há uma divergência do escoamento de leste e, ao sul de A, as anomalias de vento meridional também levam a uma divergência. Em C, a convergência se dá entre as anomalias de norte que deixam a região A e convergem em C, e as anomalias de saem da Amazônia (localizada a oeste de A) em direção a C. Em 700 mb, a componente rotacional do vento começa a ganhar importância. Ocorre divergência atmosférica em C. Deixando a região C, as

TABELA 9.1 – Características das anomalias em cada região. Anomalias significativas (nível de teste de 5%) pelo teste t de Student estão indicadas pela letra S (entre parênteses).

região	precipitação	movimento vertical	aquecimento diabático	divergência em 850 mb	divergência em 700 mb
A	núcleo de intensa redução (S)	núcleo de subsidência (S)	anomalias pequenas	núcleo de intensa divergência (S)	núcleo de intensa convergência (S)
B	núcleo de intensa redução (S)	núcleo de subsidência (S)	núcleo de intensa redução (S)	núcleo de intensa divergência (S)	núcleo de pequena convergência (S)
C	anomalias pequenas	núcleo de ascendência (S)	núcleo de intenso aumento (S)	núcleo de pequena convergência	núcleo de intensa divergência (S)
D	núcleo de intenso aumento	núcleo de ascendência	núcleo de intenso aumento	núcleo de intensa convergência	anomalias pequenas

anomalias de sul convergem em A; essa convergência se dá com ganho de vorticidade ciclônica associada a um cavado. As anomalias de norte que deixam a parte sul de C ganham vorticidade anticiclônica associada a uma alta. As anomalias de oeste de deixam a parte oriental de C convergem em B; essa convergência se dá com ganho de vorticidade ciclônica associada a cavado, da mesma forma que em A. A Figura 9.4 faz um resumo esquemático das características do escoamento anômalo.

As anomalias de divergência atmosférica são opostas entre 850 e 700 mb para as regiões A, B e C. Portanto, a magnitude das anomalias de movimento vertical deve apresentar um máximo entre esses níveis. Isso mostra um comportamento baroclínico confinado em baixos níveis (semelhante à apresentada na parte I, por exemplo, sobre o NEB). Portanto, o novo estado de equilíbrio climático teria um menor aquecimento diabático em baixos níveis e levaria a mudanças de circulação, na faixa tropical, mais confinadas meridionalmente. Além disso, a escala horizontal (raio de deformação de Rossby) das mudanças de escoamento seria diminuído, ou seja, o duto equatorial seria mais confinado meridionalmente.

A oeste de A (que chamaremos, neste parágrafo, de Z), em 850 mb, da mesma forma que em A, ocorre divergência atmosférica; e é justamente essa divergência que, juntamente com A, alimenta a convergência em C. Pode-se dizer que existe uma faixa de divergência que engloba Z, A e B. Em 700 mb, no entanto, C e Z se unem em uma ampla faixa de divergência; e a divergência nessa faixa que alimenta a convergência em A. Logo, em Z, a divergência é mantida ao se passar de 850 para 700 mb; em altos níveis, há uma fraca convergência em Z, indicando que a anomalia de subsidência de máxima magnitude deve ocorrer em médios níveis.

Em altos níveis (200-300 mb), entre 10°S e o Equador, o campo de massa apresenta uma redução de altura geopotencial, associada a resfriamento (não mostrado), com uma baixa que se estende desde o oeste de A até próximo de B; meridionalmente, a baixa é quase simétrica em relação ao Equador, estendendo-se até cerca de 5°S. O escoamento apresenta anomalias de leste com pequena divergência ou convergência (uma ordem de grandeza menor que os valores encontrados em 850 e 700 mb). Em D, há anomalias de divergência (como mencionado anteriormente) associadas a movimento anticiclônico.

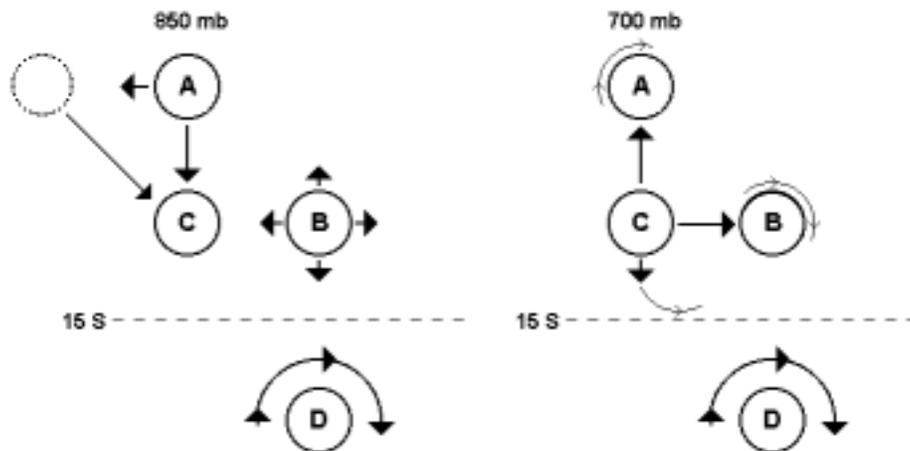


Fig. 9.4 – Resumo esquemático do escoamento em 850 e 700 mb. Na região D, a circulação ciclônica ocorre ao redor de uma baixa (note que a circulação tem o mesmo padrão tanto em 850 quanto em 700 mb).

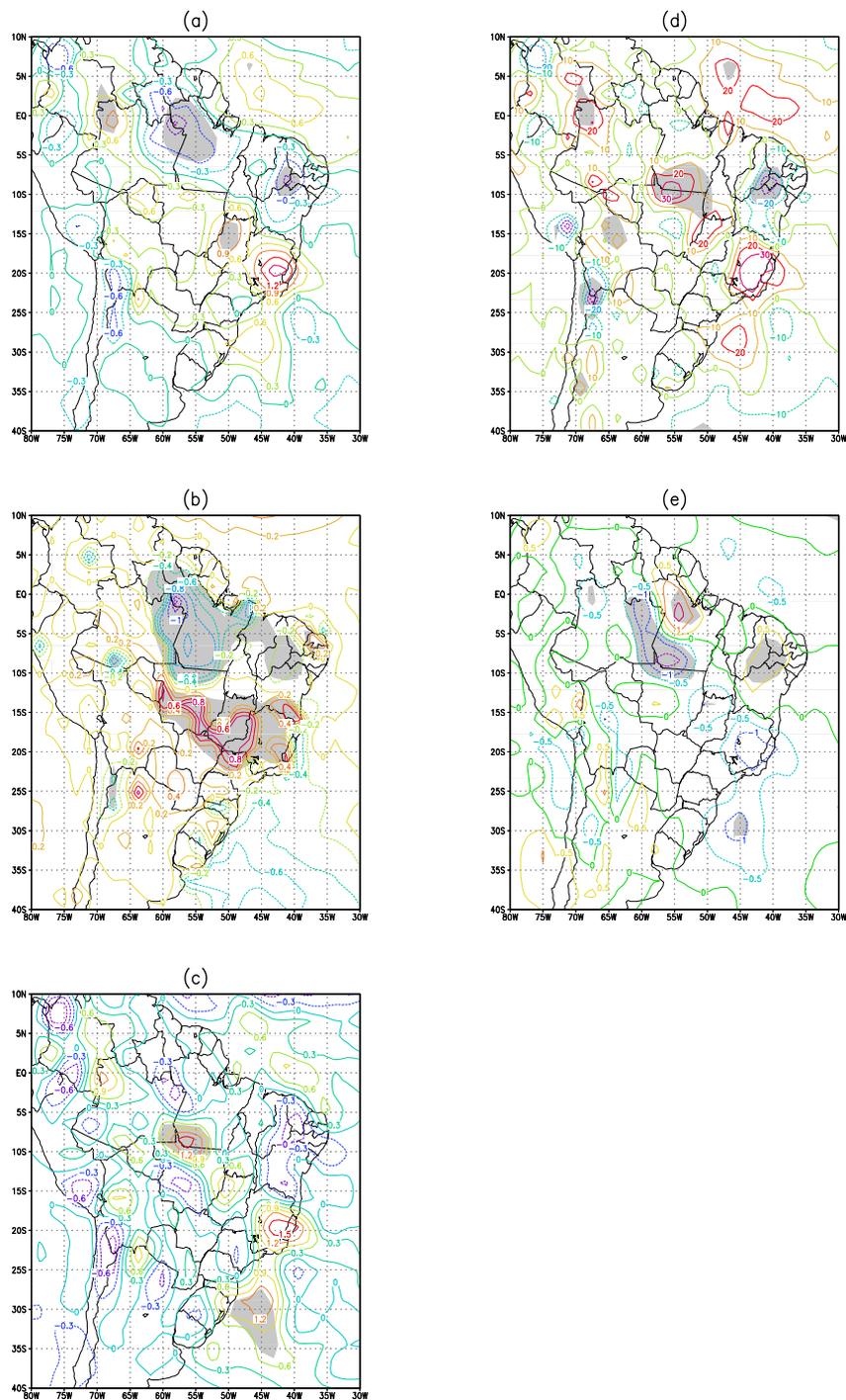


Fig. 9.5 – Anomalia média anual de precipitação (a, mm/dia), evapotranspiração (b, mm/dia), convergência de umidade (c, mm/dia), aquecimento diabático (d,  $W/m^2$ ) e movimento vertical  $\omega$  (e,  $10^{-5}cb/s$ ). Sombreado indica significância estatística por  $t$  de Student a nível de teste de 5%.

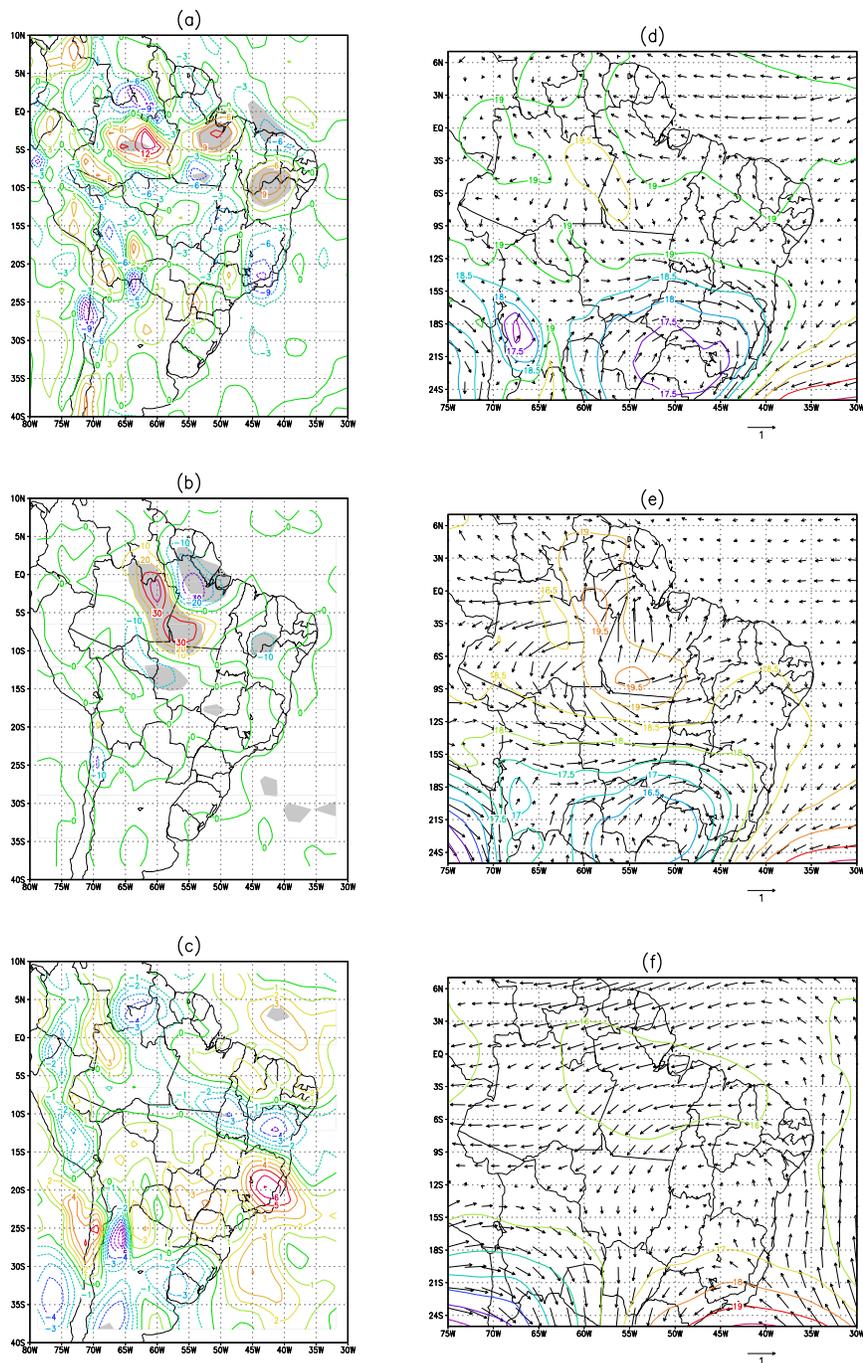


Fig. 9.6 – Anomalia média anual de (a-c) divergência atmosférica ( $10^{-7}\text{s}^{-1}$ ), e (d-f) circulação (m/s) e altura geopotencial (m). (a,d): 850 mb; (b,e): 700 mb; (c,f): 200-300 mb. Em (a-c), sombreado indica significância estatística por  $t$  de Student a nível de teste de 5%.

### 9.2.2 Análise regional

A seguir, faz-se uma análise regional. A média em área das regiões A, B, C e D é calculada, e está mostrada na Tabela 9.2.

Em A e B, ocorre um enfraquecimento do ciclo hidrológico na atmosfera (precipitação,  $P$ , evapotranspiração,  $E$ , e convergência de umidade,  $C$ , diminuem); em D, ocorre fortalecimento. Em C, ocorre competição entre as anomalias de  $E$  e  $C$ ; o aumento de  $C$  sobrepuja a redução de  $E$  (como mostrado anteriormente, essa redução explica o não-surgimento de florestas tropicais na região C); logo,  $P$  aumenta. Quanto ao armazenamento de água do solo, ocorre redução onde aparecem vegetações de maior porte (B e D), e aumento onde aparecem de menor porte (A e C). No caso da substituição de florestas tropicais por savanas, e vice-versa (A, C e D), os maiores impactos ocorrem na camada de raízes. Isso acontece porque florestas são mais eficientes que savanas para transpirar; logo, acabam extraíndo mais água da zona de raízes e armazenando menos. Em B, a redução de armazenamento ocorre, de forma aproximadamente uniforme, em todas as camadas. Quanto ao “runoff”, o sinal da anomalia é, em geral, a mesma do armazenamento de água do solo; a única exceção ocorre em D, onde há uma pequena redução do armazenamento de água do solo mas o “runoff” aumenta. Isso significa que, em D, o aumento de “runoff” se deve ao aumento de escoamento superficial; ou seja, a primeira camada deve ficar saturada durante mais tempo, escoando o excesso de precipitação. De fato, em média anual, a primeira camada apresenta, em média anual, um maior armazenamento de água do solo.

Quando há substituição por vegetação de menor porte (A, B e C), o albedo e a temperatura à superfície aumentam e o saldo de radiação à superfície diminui (isso é esperado pelos estudos de desmatamento da Amazônia); e o contrário acontece quando há substituição por vegetação de maior porte (D). A influência da mudança de albedo no saldo de radiação é mais pronunciada em B; da mudança de temperatura à superfície, em A e D. Em C, ambas as influências são importantes.

Em A, o processo dominante na redução do saldo de radiação é o aumento da radiação de onda longa emergente decorrente do aumento de temperatura à superfície. Em C, o aumento da radiação de onda longa emergente é menor devido ao menor aumento de temperatura; além disso, essa perda é compensada pelo aumento da radiação de onda longa incidente à superfície decorrente do aumento

TABELA 9.2 – Anomalias regionais.  $P$ : precipitação, mm/dia;  $E$ : evapotranspiração, mm/dia;  $C$ : convergência de umidade, mm/dia;  $R$ : “runoff”, mm/dia;  $W_1$ ,  $W_2$  e  $W_3$ : grau de saturação da primeira, segunda e terceira camada do solo (%), respectivamente;  $\alpha$ : albedo (%);  $n$ : nebulosidade (%);  $T$ : temperatura (K);  $SW \downarrow$  e  $SW \uparrow$ : onda curta incidente e emergente ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $LW \downarrow$  e  $LW \uparrow$ : onda longa incidente e emergente ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $\Delta SW$  e  $\Delta LW$ : saldo de onda curta e longa ( $W/m^2$ ), respectivamente;  $Rn$ : saldo de radiação ( $W/m^2$ );  $H$ : fluxo de calor sensível ( $W/m^2$ );  $UR$ : umidade relativa (%);  $u$ : vento zonal (m/s);  $v$ : vento meridional (m/s);  $Q$ : aquecimento diabático ( $W/m^2$ ); e os subscritos *sfc*, *atm*, *top* e *ref* referem-se à superfície, atmosfera, topo da atmosfera e nível de referência, respectivamente.

variável	A (norte do PA)	B (NEB)	C (sul do PA)	D (Sudeste)
$P$	-0,67	-0,6	+0,26	+0,63
$E$	-0,75	-0,2	-0,65	+0,53
$C$	-0,04	-0,42	+0,95	+0,14
$R$	+0,03	-0,39	+0,98	+0,13
$W_1$	-1	-2	+5	+1
$W_2$	+20	-2	+14	-5
$W_3$	+9	-1	+9	-3
$\alpha$	+6	+5	+5	-4
$n$	-6	-0,5	+4	+7
$T_{sfc}$	+2,4	+0,4	+1,6	-1,1
$SW \downarrow_{sfc}$	+15,6	+10,0	+8,5	-20,9
$SW \uparrow_{sfc}$	+18,7	+17,3	+13,9	-13,6
$\Delta SW_{sfc}$	-3,1	-7,3	-5,5	-7,3
$LW \downarrow_{sfc}$	+2,2	-1,1	+6,6	+3,7
$LW \uparrow_{sfc}$	+22,6	+0,2	+12,3	-9,0
$\Delta LW_{sfc}$	-20,4	-1,3	-5,7	+12,7
$Rn_{sfc}$	-23,5	-8,7	-11,1	+5,4
$Rn_{atm}$	+14,1	-0,7	+8,1	-4,4
$Rn_{top}$	-9,4	-9,3	-3,0	+1,0
$H$	-1,9	-3,0	+7,6	-11,0
$T_{ref}$	+1,5	-0,0	+1,1	-0,7
$UR_{ref}$	-9	-0,2	-7	+8
$u_{ref}$	-1,3	-0,3	-0,6	+0,6
$v_{ref}$	-0,9	-0,0	+0,0	+0,2
$Q$	-7,2	-20,9	+23,1	+2,7

de nebulosidade (associado ao aumento de precipitação). Em ambas as regiões, a redução do saldo de onda curta possui aproximadamente o mesmo valor (devido ao aumento de albedo); em C, a redução dos saldos de onda curta<sup>2</sup> e longa possui quase a mesma magnitude; em A, ao contrário, a redução do saldo de onda longa é muito mais intensa que a de onda curta. Portanto, embora, em ambas as regiões (A e C), haja substituição de florestas por savanas, a redução do saldo de radiação é bem mais pronunciada em A (aproximadamente o dobro) que em C. Em ambas as regiões, parte da redução do saldo à superfície consegue chegar ao topo da atmosfera (cerca de 40% em A e 30% em C); ou seja, na coluna atmosférica, ocorre um aumento do saldo de radiação (redução do resfriamento radiativo).

Em D, o saldo de onda curta diminui. Trata-se de um resultado inesperado pois, havendo redução de albedo, esperar-se-ia, outros fatores sendo iguais, um aumento do saldo de onda curta. A influência da redução de albedo (ou seja, da redução de onda curta emergente) acaba sendo mascarada pela intensa redução da radiação de onda curta incidente decorrente do aumento de nebulosidade (associado ao aumento de precipitação). Logo, em D, não se deve associar o aumento de precipitação à redução de albedo; se fôssemos aplicar o mecanismo de albedo, a redução de albedo levaria a um maior saldo de onda curta, e isso seria responsável por um maior saldo de radiação. Como o saldo de onda curta diminui, o mecanismo de albedo não pode ser aplicado. No balanço de onda longa, a redução de temperatura à superfície leva a uma redução da radiação de onda longa emergente; além disso, o aumento de nebulosidade leva a um aumento da radiação de onda longa incidente. Esses dois fatores aumentam, substancialmente, o saldo de onda longa; e esse aumento compensa e sobrepuja a redução do saldo de onda curta. Somente uma pequena parte do aumento do saldo chega ao topo da atmosfera; na coluna atmosférica, ocorre uma redução do saldo que praticamente compensa o aumento à superfície.

Em B, o aumento de radiação de onda curta refletida é o principal processo da redução do saldo de radiação. A redução do saldo à superfície quase integralmente passada para o topo da atmosfera; trata-se de um comportamento semelhante ao que ocorre ao desertificar o NEB (Capítulo 6).

Em resumo, embora os processos sejam, muitas vezes, diferentes, vale a regra geral: o saldo de radiação à superfície diminui ao substituir a vegetação por outra de menor

---

<sup>2</sup>Em C, embora a nebulosidade total aumente, há aumento de radiação solar incidente à superfície. Isso pode estar associado a aumento de nuvens altas e redução de nuvens baixas.

porte, e aumenta ao substituir por de maior porte<sup>3</sup>. Salienta-se que, comparando A e C, as anomalias de saldo de radiação em A são muito mais intensas que em C.

Em A, B e C, ocorre redução tanto do saldo de radiação quanto do fluxo de calor latente. Para manter o equilíbrio de energia à superfície, em A e B, o fluxo de calor sensível diminui; em C, aumenta. Em D, onde ocorre aumento do saldo de radiação e do fluxo de calor latente, o fluxo de calor sensível diminui. Como regra, a redução (aumento) do fluxo de calor latente leva a um nível de referência mais seco (úmido); de calor sensível, a um nível de referência mais frio (quente). Em estudos sobre o desflorestamento da Amazônia, espera-se que haja redução do fluxo de calor latente, aumento de calor sensível (para uma pequena mudança do saldo de radiação) e aumento de temperatura à superfície. Pode-se notar que a região C segue esse comportamento; no sentido inverso, D também segue. O comportamento em B é muito semelhante aos resultados do experimento de desertificação do NEB apresentada no Capítulo 6. Em A, no entanto, o comportamento é diferente. A redução do saldo de radiação é muito intensa; para manter o equilíbrio de energia, o fluxo de calor sensível diminui. De certa forma, o que ocorre em A é semelhante - guardadas as devidas proporções - ao que ocorre em B; inclusive, no balanço de água atmosférico, o sinal das anomalias é o mesmo em ambas as regiões. Logo, do ponto de vista de partição de energia, o comportamento da região C se assemelha aos descritos em estudos de desflorestamento; do ponto de vista do balanço de água atmosférico, o comportamento da região A é que se assemelha (redução de convergência de umidade levando a impactos de maior magnitude na precipitação).

A diferença de comportamento entre A e C também aparece nas anomalias de aquecimento diabático. Enquanto, em A, ocorre redução - de forma semelhante a B -, em C, ocorre aumento.

A substituição por vegetação de menor porte (A, B e C) leva à aceleração do escoamento (predominantemente de leste) no nível de referência devido à redução do comprimento de rugosidade. Em D, a substituição por floresta leva a uma desaceleração do escoamento de sudeste devido ao aumento do comprimento de rugosidade.

---

<sup>3</sup>Portanto, as mudanças de saldo de radiação e evapotranspiração (e não precipitação) possuem o mesmo sinal.

### 9.3 Discussão

Segundo Dirmeyer e Shukla (1996), a conversão para semi-desertos, no NEB, não seria capaz de levar a mudanças significativas de precipitação. Em média anual, vemos que existiria um estado de equilíbrio climático no qual a parte mais seca do NEB seria coberta por semi-desertos. Considerando que Dirmeyer e Shukla estejam corretos, então o aparecimento de semi-desertos no NEB somente seria possível devido à savanização de grande parte da Amazônia. Nesse caso, os processos atmosféricos não seriam capazes de restaurar o estado de equilíbrio atual. Isso leva à seguinte conclusão: se houver degradação tanto da Amazônia quanto do NEB, como vem ocorrendo atualmente, o clima poderá atingir um novo estado, mais seco nessas regiões; e esse estado só poderá ser atingido se a degradação ocorrer em ambas as regiões. Em suma, haveria semi-desertos nas zonas atualmente mais áridas do NEB.

Investigar a existência de múltiplos estados de equilíbrio climático sob as mesmas forçantes (parâmetros orbitais, TSM, concentração de gases) permite integrar duas áreas de conhecimento distintas. Por um lado, há vários estudos sobre a sensibilidade da atmosfera a mudanças de cobertura vegetal; por outro lado, sobre a relação entre bioma e clima, traduzida em termos quantitativos pelos modelos de vegetação potencial. Para o Sahel, há dois estados de equilíbrio no LGM (Kubatzki e Claussen, 1998), um único estado no Médio Holoceno (Claussen e Gayler, 1997) e dois estados nos dias atuais (Claussen, 1997). Segundo esses estudos, não haveria múltiplos estados de equilíbrio para o Brasil.

No entanto, estudos de sensibilidade indicam que o desflorestamento da Amazônia e a desertificação do NEB (parte I) diminuiriam a precipitação, e essa redução seria suficiente para sustentar uma savana nas partes mais áridas da floresta Amazônica e um deserto nas zonas mais áridas do NEB. Para ratificar ou refutar essa hipótese, procurou-se encontrar múltiplos estados de equilíbrio para o Brasil, utilizando o MCGA do CPTEC/COLA acoplado a um MVPot desenvolvido para representar a distribuição de biomas tanto globalmente quanto para o Brasil. Da mesma forma que no Sahel, além da situação de equilíbrio atual, outro estado foi encontrado. Esse estado, ratificando a hipótese (ou as suspeitas oriundas dos estudos de sensibilidade), deixa a parte norte da Amazônia e as zonas mais áridas do NEB mais secas, levando a uma savanização da Amazônia e a uma conversão para semi-deserto das zonas mais áridas do NEB. Embora esse resultado precise ser confirmado, seja por simulações mais longas ou por outros modelos, o primeiro passo foi dado.

## CAPÍTULO 10

### CONCLUSÕES

Realizou-se um estudo de modelagem para avaliar as consequências climáticas de alterações de vegetação do Nordeste brasileiro (NEB). Utilizou-se, como material básico, o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC). Divide-se o estudo em duas partes, I e II. Na parte I, considera-se a interação biosfera-atmosfera unidirecional, ou seja, os biomas são prescritos, mantendo-se fixos durante a integração, mesmo que as condições atmosféricas não sejam favoráveis à sua manutenção. Na parte II, considera-se a interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou seja, os biomas podem ser modificados de acordo com as condições climáticas durante a integração. Para a parte II, desenvolve-se um modelo de vegetação potencial (MVPot) que é acoplado assincronamente ao MCGA.

Dado um conjunto de variáveis climáticas (tempo térmico acumulado, temperatura do mês mais frio, índices hídricos derivados de balanço hídrico), o MVPot fornece, como saída, um bioma que pertence à classificação de tipos de vegetação de Dorman e Sellers (1989). Essa classificação é utilizada pelo modelo de superfície (Simplified Simple Biosphere Model, SSiB, Xue et al., 1991) do MCGA do CPTEC/COLA. Quando forçado por condições climáticas atuais, o MVPot consegue representar a distribuição global dos principais biomas e possui um desempenho comparável e até mesmo superior aos modelos encontrados na literatura. Regionalmente, na América do Sul, ao contrário de outros modelos (por exemplo, BIOME, Prentice et al., 1992; BIOME-3, Haxeltine e Prentice, 1996), o MVPot consegue representar os campos nos Pampas e evita a substituição de caatinga por cerrado no NEB. Para o Brasil, faz-se um teste de sensibilidade do MVPot a condições climáticas. A expansão de biomas de maior porte é favorecida por resfriamento ou aumento de precipitação; de menor porte, por aquecimento ou redução de precipitação. Essa abordagem, embora simples, é limitada porque não considera, explicitamente, a interação entre  $\text{CO}_2$  e vegetação (ou ciclo de carbono e vegetação dinâmica).

Para ilustrar um uso imediato do MVPot, analisa-se o efeito de mudanças climáticas globais na distribuição de biomas no Brasil. Essas análises, no entanto, devem ser consideradas com cautela pois o MVPot, como mencionado anteriormente, não inclui os feedbacks entre  $\text{CO}_2$  e vegetação.

No caso de mudanças futuras, utilizam-se as projeções climáticas do Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) referentes ao cenário SRES-A2. Dentre os cenários, o SRES-A2 é o que provoca os impactos de maior magnitude (existem outros cenários, tal como o SRES-B2, que provocam impactos de menor magnitude). Escolhe-se o SRES-A2 para estudar a sensibilidade da distribuição de biomas no Brasil a mudanças climáticas globais. Para 2070-2099, em geral, o aumento de temperatura forçaria uma retração da floresta Amazônica, com cerrado invadindo o Pará, e favoreceria a substituição de caatinga por semi-deserto no núcleo mais árido do NEB. Dependendo das anomalias de precipitação (quanto a esse aspecto, há divergência entre os modelos), a savanização da Amazônia e a desertificação do NEB seriam atenuados ou agravados. Os impactos mais intensos, preditos pelo modelo do Hadley Centre, levariam ao desaparecimento de praticamente toda a floresta tropical na Amazônia brasileira (substituída por cerrado) e toda a caatinga no NEB (substituída por semi-deserto). Portanto, as mudanças climáticas globais previstas para 2070-2099, sob o cenário SRES-A2, favoreceriam alterações da distribuição de biomas no Brasil.

No caso de mudanças climáticas passadas (paleoclima), enfocam-se dois períodos: último máximo glacial (LGM) e o período entre 12-9 ka (mil anos antes do presente). No LGM, estima-se o grau de aridez necessário para haver retração das florestas tropicais ao sul e a leste da Amazônia, pois a redução de temperatura no LGM (de 4-6 K) favoreceria a expansão, e não a retração, da Amazônia. Considerando a sazonalidade inalterada e um resfriamento de 6 K (em todo o Brasil), seria necessária uma aridez de 2-3 mm/dia (o que concorda com a proposta de 40% de redução de precipitação de van der Hammen e Hooghiemstra, 2000, para a Amazônia). Não somente para a Amazônia, mas também para o restante do Brasil, essa redução seria suficiente para representar a distribuição de biomas no LGM. Entre 12-9 ka, há evidências de conexão entre as florestas tropicais da Amazônia e da Mata Atlântica nordestina. Nesse período, haveria uma menor sazonalidade de insolação e, do ponto de vista climático, a zona de maior precipitação teria estado mais ao norte no verão austral (Martin et al., 1997), ou seja, não haveria formação de ZCAS. Considerando que as condições atuais de abril seriam válidas para NDJFMA, as condições de junho, para MJJASO, e que haveria um resfriamento uniforme de 2-4 K em todo o Brasil, mostra-se que uma conexão entre Amazônia e NEB seria possível, particularmente pela costa norte-nordeste do Brasil. Talvez, entre 12-9 ka, a ZCIT se posicionasse mais ao sul, mas sem formação de ZCAS, permitindo a conexão não somente pela

costa norte-nordeste, mas também pelo interior do NEB.

Na parte I, além do controle, no qual se utiliza o mapa de vegetação atual, realizam-se 2 experimentos: desertificação e conversão em florestas. Na desertificação, converte-se o NEB para solo nu; na conversão em florestas, para florestas tropicais. Objetiva-se explicitar os impactos climáticos de alterações extremas da vegetação do NEB. Cada experimento consiste em 5 rodadas de 1 ano. Em 3 rodadas, a temperatura da superfície do mar (TSM) é climatológica e as condições iniciais atmosféricas são diferentes; nas 2 restantes, a condição inicial é mantida igual e as TSM são as observadas em 1983 (NEB seco) e 1985 (NEB úmido). A inclusão de membros com TSM diferente da climatológica aumenta a variância entre os membros, mas mantém o padrão de anomalias.

Regionalmente, na desertificação, precipitação e evapotranspiração diminuem. Em média anual e na estação úmida, a convergência de umidade diminui; na seca, aumenta (como um mecanismo restaurador). O saldo de radiação à superfície diminui, e essa redução é quase igualmente dividida entre os dois fluxos turbulentos (calor sensível e latente). No nível de referência, o escoamento de leste sofre intensificação devido à redução da rugosidade, levando a uma subsidência sobre o NEB e ascendência a oeste do NEB.

Na conversão em florestas, evapotranspiração aumenta e convergência de umidade diminui (ou seja, a convergência de umidade age como um mecanismo restaurador). Em média anual e na estação úmida, a precipitação diminui; na seca, aumenta. O saldo de radiação à superfície aumenta, e o fluxo de calor sensível diminui para compensar o intenso aumento de fluxo de calor latente. No nível de referência, o escoamento de leste sofre enfraquecimento devido ao aumento da rugosidade, levando a uma ascendência na região leste do NEB e subsidência na região oeste.

Em ambos os experimentos, o aquecimento diabático diminui. Na estação úmida, a redução é bem intensa e está associada, principalmente, à redução da liberação de calor latente. Com exceção da conversão de florestas durante a estação seca, o aquecimento adiabático aumenta para manter o equilíbrio de energia da atmosfera. Como a estabilidade estática tem mudanças muito pequenas, as anomalias de aquecimento adiabático decorrem de anomalias de movimento vertical. Em baixos níveis, encontram-se anomalias de subsidência, e as de maior magnitude ocorrem em torno de 850 mb. Logo, entre o nível de referência ( $\sim 970$  mb) e 850 mb,

ocorrem anomalias de divergência atmosférica, o que tende a diminuir a convergência de umidade; e entre 850 e 700 mb, de convergência, o que tende a aumentar a convergência de umidade (nos níveis acima de 700 mb, também há anomalias de convergência atmosférica, mas, como a umidade específica é menor, a sua contribuição para as anomalias de convergência de umidade acaba sendo pequena). As anomalias de convergência de umidade, integradas verticalmente, refletem qual das duas tendências predomina.

Na conversão de florestas durante a estação seca, o aquecimento diabático diminui devido ao que ocorre na parte oeste do NEB (onde praticamente não há anomalias de precipitação), e o aquecimento adiabático diminui devido ao que ocorre na parte leste (onde há aumento de precipitação). Logo, não está correto afirmar que, em média no NEB, o aumento de precipitação está associado à redução de aquecimento diabático; a interpretação correta é a de que, nesse caso específico, necessita-se de menor variação de aquecimento diabático para aumentar a precipitação que para diminuí-la. As anomalias de movimento vertical mostram dois extremos: em 850 mb, refletindo o que ocorre na parte oeste; e em 500 mb, refletindo o que ocorre na parte leste. Regionalmente, a compensação de anomalias entre as partes oriental e ocidental, e a inclusão de diferentes modos verticais, reduz a significância estatística dos impactos na estação seca da conversão em florestas.

Tanto a desertificação quanto a conversão em florestas levam a uma redução **estatisticamente significativa** de precipitação. Portanto, embora as mudanças dos parâmetros de superfície possam ser considerados opostos, o efeito na precipitação é o mesmo. O raciocínio de que, em primeira ordem, os efeitos da conversão em florestas são opostos aos da desertificação (por exemplo, Xue e Shukla, 1996), pode não ser válido ao NEB. Mesmo sem a redução da liberação de calor latente, o aquecimento diabático diminuiria devido à redução do fluxo de calor sensível. Essa redução, na desertificação, pode ser atribuída (entre outros) ao aumento de albedo; na conversão em florestas, devido à partição de energia: embora seja maior (devido, em parte, à redução de albedo), o saldo de radiação à superfície acaba sendo totalmente utilizado para compensar o grande aumento de fluxo de calor latente (e, inclusive, o fluxo de calor sensível precisa diminuir para manter o equilíbrio de energia à superfície). Portanto, mesmo com mudanças opostas dos parâmetros e do saldo de radiação à superfície, chega-se ao mesmo ponto: redução de aquecimento diabático. A partir daí, os processos ocorrem de forma semelhante, explicando a redução de precipitação em

ambos os experimentos. No entanto, cabe lembrar que, na conversão em florestas, o cancelamento de anomalias entre as partes oriental e ocidental na estação seca indica que outros mecanismos devem estar operando. Isso introduz uma incerteza na hipótese de que existe um mecanismo comum operando tanto na desertificação quanto na conversão em florestas.

Em grande escala, ambos os experimentos mostram que os impactos não ficam confinados ao NEB, mas se estendem para outras regiões. Na desertificação, a redução significativa de precipitação se estende a sudoeste do NEB, englobando a parte central do Brasil (COB). Ocorre aumento significativo de precipitação ao norte, na faixa da ZCIT ao norte do NEB (ZCN), e ao sul do NEB, na faixa que engloba o norte da Argentina, o Uruguai e o sul do RS (SUL). Na conversão em florestas, além da redução de precipitação no NEB, ocorre aumento significativo na ZCN e no SUL; não há mudanças significativas no COB. Como regra geral, onde a precipitação aumenta, ocorrem anomalias de aquecimento diabático e ascendência; onde diminui, de resfriamento diabático e subsidência.

Na estação úmida, na desertificação, em 850 mb, as anomalias de vento mostram uma circulação que se assemelha à resposta baroclínica e linear de um sumidouro de calor, sobre o NEB, colocado entre 850 e 700 mb; isso significa divergência em 850 e convergência em 700 mb. O maior confinamento meridional do dipolo de precipitação entre NEB e ZCN pode ser explicado pela redução de altura da camada atmosférica onde ocorre a resposta baroclínica. O sumidouro de calor sobre o NEB gera uma estrutura horizontal de onda mista em 850 mb, e isso leva a uma convergência na ZCN. Na conversão em florestas, em 850 mb, as anomalias de vento mostram, no NEB, uma divergência na direção meridional: anomalias de sul na fronteira norte, e de norte na fronteira sul. Ao norte do NEB, as anomalias de sul tornam-se menos intensas, convergindo na ZCN. Em 700 mb, as anomalias de norte na fronteira norte do NEB, associadas a ganho de vorticidade ciclônica, promovem uma convergência atmosférica sobre o NEB. Na ZCN, em ambos os experimentos, acreditamos que, por mecanismos de feedback positivo, as anomalias de convergência atmosférica (associadas às de divergência sobre o NEB) se intensificariam, gerando anomalias de precipitação. Na estação seca, em ambos os experimentos, sugere-se que a circulação em 850 mb é influenciada não somente pela redução de aquecimento diabático, mas também pela aceleração do vento no nível de referência (decorrente das alterações de rugosidade).

Sobre o NEB, as alterações de vegetação levariam a uma mudança da temperatura média na camada mais alta, o que teria impactos na altura da camada (pela equação hipsométrica). Os impactos na altura induziriam a um escoamento rotacional (pela aproximação geostrófica); logo, surgiria uma anomalia de vortacidade em níveis mais altos. Essa anomalia poderia se propagar meridionalmente; inclusive, a influência no SUL poderia estar relacionada à propagação das anomalias em direção aos pólos.

A parte I mostra que o clima do NEB é sensível a mudanças extremas de sua cobertura vegetal. Na desertificação, a redução de precipitação seria de cerca de 0,9 mm/dia. Além disso, as mudanças não ficam confinadas ao NEB, mas se estendem para outras regiões. Portanto, o trabalho mostra a possibilidade de significativos impactos climáticos, tanto em escala regional quanto em grande escala, se a degradação dos biomas do NEB continuar a ocorrer.

A desertificação envolve outros processos importantes que não são representados, em geral, pelos MCGA (e também pelo MCGA do CPTEC/COLA). Por exemplo, o processo de entrada de partículas de areia na atmosfera a partir da erosão eólica à superfície de solo nu. Em regiões desérticas (por exemplo, Saara), há uma grande produção dessas partículas; e as partículas menores podem ser transportadas a grandes alturas e distâncias horizontais (visão geral do assunto em Skidmore, 1986). Para o Saara, Rosenfeld et al. (2001) sugere um mecanismo de feedback entre a produção de partículas de areia e a precipitação. A produção de partículas de areia fornece à atmosfera uma grande quantidade de núcleos de condensação, a maior parte deles com tamanhos muito pequenos. Esses núcleos de condensação formariam nuvens dominadas por gotículas pequenas, levando a pouca coalescência e suprimindo a precipitação. A redução de precipitação, por sua vez, favoreceria a produção de mais partículas de areia, fechando o loop de feedback. Para levar em conta esse mecanismo, seria necessário incluir uma microfísica de nuvens na atual parametrização de convecção profunda MCGA do CPTEC/COLA, e acoplá-lo a um modelo de produção e transporte de partículas de areia. Portanto, a falta desse processo (e de outros: por exemplo, salinização do solo, interação entre partículas de areia e plantas, erosão por “runoff”, CO<sub>2</sub> etc.) deve ser entendida como uma limitação do modelo utilizado. As conclusões da parte I devem ser apreciadas levando-se em conta essa limitação.

Na parte II, realizam-se 3 experimentos: controle, deserto e floresta. No controle, integra-se o MCGA por 10 anos utilizando o mapa de biomas potenciais; ou seja,

não se utiliza a interação biosfera-atmosfera bidirecional. No deserto e na floresta, os biomas (exceto gelo) são convertidos em deserto e floresta tropical, respectivamente, e daí se inicia a integração; os biomas são atualizados a cada 3 anos com o uso do MVPot. Para eliminar o erro sistemático do MCGA, faz-se a seguinte correção (se a correção não é realizada, então os erros sistemáticos do MCGA levam a incorreções no mapa de biomas):

$$f_2 = f_c + (f_1 - f_0) \quad (10.1)$$

onde  $f_2$  é o valor utilizado pelo MVPot (climatologia *corrigida*);  $f_1$ , o valor da climatologia simulada;  $f_0$ , da potencial; e  $f_c$ , da observada. Após 5 iterações (15 anos de integração), atingem-se os estados de equilíbrio climático. Os biomas e o clima da última iteração são tomados para análise.

O experimento de floresta leva à situação de equilíbrio atual. No entanto, o experimento de deserto leva a um novo estado de equilíbrio, no qual parte da Amazônia é substituída por savanas, surge semi-deserto na área mais árida do NEB e a Mata Atlântica se estende ao norte. Nos locais onde há substituição por vegetação de menor (maior) porte, há redução (aumento) de evapotranspiração. Na Amazônia, a mudança de floresta tropical para savana envolve duas regiões dinamicamente diferentes: no norte do Pará, da mesma forma que no NEB, há enfraquecimento do ciclo hidrológico: precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade diminuem; no sul do Pará, ocorre aumento de precipitação associado a aumento de convergência de umidade, ou seja, a convergência de umidade age como um mecanismo restaurador. Na Mata Atlântica, ocorre fortalecimento do ciclo hidrológico: precipitação, evapotranspiração e convergência de umidade aumentam. No NEB, as anomalias são semelhantes às obtidas no experimento de desertificação da parte I.

A parte II mostra que, isoladamente, uma desertificação do NEB não induziria a transição para um novo equilíbrio climático. No entanto, se o processo de desertificação do NEB vier acompanhada de uma degradação da Amazônia (por exemplo, desflorestamento), fato que vem ocorrendo atualmente, o clima poderia atingir um novo estado de equilíbrio. Nesse novo estado, o NEB teria semi-desertos na sua zona atualmente mais árida, e a grande parte da floresta Amazônica seria substituída por cerrado.

Os ecossistemas nativos do Brasil vêm sendo degradados. Nesse contexto, há a

questão da desertificação do NEB. Das múltiplas facetas dessa questão, focamos somente o aspecto climático; especificamente, a pergunta é: quais seriam as consequências climáticas de uma desertificação de grande escala do NEB? Para respondê-la, utilizamos o MCGA do CPTEC/COLA. Os resultados mostram que, em primeiro lugar, a desertificação levaria a mudanças climáticas importantes (Capítulos 6, 7); por exemplo, a precipitação diminuiria, e essa redução, nas áreas mais áridas do NEB, poderia sustentar um semi-deserto. Em segundo, mudanças globais favoreceriam (levando-se em conta somente o efeito de temperatura e sem considerar os feedbacks entre CO<sub>2</sub> e vegetação) a desertificação do NEB e savanização da Amazônia (Capítulo 8, seção 8.2). Em terceiro, para as condições atuais, há outro estado de equilíbrio climático, caracterizado por ser mais seco no NEB e na Amazônia (Capítulo 9). Combinando essas informações, poderíamos nos perguntar se, no NEB e na Amazônia, a ação antrópica e as mudanças globais levariam o sistema climático a um estado de equilíbrio mais seco que o atual. Para as próximas décadas, estimemos as consequências climáticas da ação antrópica e mudanças globais em 50% dos valores preditos para os cenários mais extremos, e consideremos que, como atualmente, haja outro estado de equilíbrio climático mais seco. Na ação antrópica, isso levaria a uma redução de precipitação de cerca de 0,5 mm/dia; nas mudanças globais, a 0,2-0,4 mm/dia. Combinando linearmente esses efeitos (Cf. Ramaswamy e Chen, 1997), haveria uma redução de 0,7-0,9 mm/dia. Para a Amazônia, seguindo um raciocínio semelhante, poderíamos atribuir uma redução 0,2 mm/dia por ação antrópica, e de 0,5-1 mm/dia por mudanças globais. O efeito combinado seria de 0,7-1,2 mm/dia (segundo Costa e Foley, 2000, seria de 0,4 mm/dia; isso mostra uma limitação da argumentação deste parágrafo). Essa redução de precipitação no NEB e na Amazônia seria suficiente para atingir o equilíbrio climático mais seco (que demandaria redução de 0,7 mm/dia no norte do Pará e 0,6 mm/dia no NEB). Portanto, pode-se formular a seguinte hipótese: **no NEB e na Amazônia, a ação antrópica e as mudanças globais agiriam, conjuntamente, para levar o sistema climático a um estado de equilíbrio mais seco que o atual.** Cabe salientar que, como os impactos climáticos podem ser muito dependentes do modelo utilizado, a validade dessa hipótese merece ser testada, em futuros trabalhos, com outros modelos.

## 10.1 Trabalhos futuros

Na parte I, sugerimos investigar, utilizando modelos mais simples, os impactos apontados neste trabalho. O ideal, a nosso ver, é utilizar um modelo de complexidade intermediária, semelhante ao de Zeng et al. (1996). Além disso, em um modelo desse tipo, seria mais fácil acrescentar outros processos (por exemplo, erosão eólica, CO<sub>2</sub>) e verificar até que ponto essa inclusão influenciaria os resultados. Outra possibilidade é realizar experimentos, por exemplo, de desertificação, em um modelo regional (downscaling; por exemplo, semelhante a Tanajura et al., 2002, mas para o NEB). Por exemplo, para o NEB e a Amazônia, os erros sistemáticos do modelo regional ETA do CPTEC são bastante inferiores aos do MCGA do CPTEC/COLA (Rocha, 2001), permitindo verificar se o método de cancelamento de erros, adotado neste trabalho, é válido. Com o MCGA do CPTEC/COLA, sugere-se realizar experimentos com um maior número de membros e alterar a caatinga para outros biomas tropicais, tais como savana e semi-deserto. No caso particular da savanização, o ponto central é se as savanas aumentariam ou não o fluxo de calor sensível (conforme mostrado no trabalho, em ambos os experimentos da parte I, desertificação e conversão em florestas, houve redução do fluxo de calor sensível).

Uma outra possibilidade é realizar experimentos de desertificação do NEB (associada ou não ao desflorestamento da Amazônia) com vegetação dinâmica. Por exemplo, iniciando com um cenário de desertificação de grande escala do NEB (modificando a vegetação somente no NEB, ao invés de considerar desertos em todo o globo, tal como na parte II), utilizar o MVPot para verificar se áreas de desertos ou semi-desertos poderiam se manter (ou seja, se clima do NEB migraria para o equilíbrio climático mais seco, afetando também o leste da Amazônia). Também se poderia realizar um experimento de conversão em florestas nos mesmos moldes (isto é, utilizando o MVPot para atualizar a vegetação).

Para o MVPot, dois caminhos podem ser seguidos. Por um lado, aumentar a complexidade do modelo, incluindo, por exemplo, tipos de solo, topografia (explicitamente) e ciclo de carbono. A inclusão de tipos de solo e topografia é mais simples, e tenderia a melhorar o desempenho do MVPot em escala regional. Inclusive, o MVPot poderia ser utilizado em resoluções horizontais mais altas, por exemplo, sobre a América do Sul; nesse caso, poder-se-ia realizar uma especialização para a América do Sul, utilizando uma classificação de vegetação com maior número de biomas e levando em conta a existência de áreas de contato (ecótonos) entre

diferentes biomas (nesse caso, em grande escala, um ponto de grade compreenderia vários biomas; o bioma mais predominante poderia ser escolhido para representar o ponto de grade em simulações de grande escala).

Por outro lado, em grande escala, poder-se-ia melhorar a classificação de vegetação de Dorman e Sellers (1989), por exemplo, incluindo florestas tropicais semi-decíduas (e também buscando parâmetros representativos para esse bioma). No caso da máscara de vegetação, uma sugestão é incluir vegetação mais densa na costa do NEB (Zona da Mata).

Na parte II, seguindo o que foi encontrado no Sahel, sugerimos investigar a existência de múltiplos estados de equilíbrio para o LGM e o Médio Holoceno; além disso, para o período entre 12-9 ka, para quando existem evidências de conexão entre a Amazônia e a Mata Atlântica através da caatinga, e para um cenário futuro de mudanças globais (devido ao aumento das emissões antropogênicas de gases de efeito estufa).

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anthes, R.A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v.105, n.3, p.270-286, 1977.
- Auler, A.S.; Smart, P.L. Late Quaternary paleoclimate in semiarid northeastern Brazil from U-series dating of travertine and water-table speleothems. **Quaternary Research**, v.55, n.2, p.159-167, 2001.
- Bastable, H.G.; Shuttleworth, W.J.; Dallarosa, R.L.G.; Fisch, G.; Nobre, C.A. Observations of climate, albedo, and surface radiation over cleared and undisturbed Amazonian forest. **International Journal of Climatology**, v.13, n.7, p.783-796, 1993.
- Behling, H.; Arz, H.W.; Pätzold, J.; Wefer, G. Late Quaternary vegetational and climate dynamics in northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB 3104-1. **Quaternary Science Reviews**, v.19, n.10, p.981-994, 2000.
- Behling, H. South and southeast Brazilian grasslands during Late Quaternary times: a synthesis. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.177, n.1-2, p.19-27, 2002.
- Bonatti, J.P. Modelo de Circulação Geral Atmosférico do CPTEC. **Climanálise**, 1996. Edição comemorativa de 10 anos.
- Braconnot, P.; Joussaume, S.; Marti, O.; de Noblet, N. Synergistic feedbacks from ocean and vegetation on the African monsoon response to mid-Holocene insolation. **Geophysical Research Letters**, v.26, n.16, p.2481-2484, 1999.
- Brovkin, V.; Ganopolski, A.; Svirezhev, Y. A continuous climate-vegetation classification for use in climate-biosphere studies. **Ecological Modelling**, v.101, n.2-3, p.251-261, 1997.
- Brovkin, V.; Claussen, M.; Petoukhov, V.; Ganopolski, A. On the stability of the atmosphere-vegetation system in the Sahara/Sahel region. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D24, p.31,613-31,624, 1998.
- 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. p.37-38.

- Carneiro Filho, A.; Schwartz, D.; Tatumi, S.H.; Rosique, T. Amazonian paleodunes provide evidence for drier climate phases during the Late Pleistocene-Holocene. **Quaternary Research**, v.58, n.2, p.205-209, 2002.
- Carson, D.J. Current parameterizations of land-surface processes in Atmospheric General Circulation Models. In: Eagleson, P.S. (Ed.) **Land surface processes in atmospheric general circulation models**. Cambridge: Cambridge University Press, 1982. p.67-108.
- Cartelle, C.; Hartwig, W.C. Macacos sul-americanos: ossos que são um verdadeiro tesouro. **Ciência Hoje**, v.21, n.125, p.30-36, 1996.
- Cavalcanti, I.F.A. Previsão climática no CPTEC. **Climanálise**, 1996. Edição comemorativa de 10 anos.
- Cavalcanti, I.F.A.; Pezzi, L.; Nobre, P.; Sampaio, G.; Camargo, H. Climate prediction of precipitation in Brazil for the Northeast rainy season (MAM) 1998. **Experimental Long-Lead Forecast Bulletin**, v.7, n.4, p.24-27, 1998.
- Cavalcanti, I.F.A.; Marengo, J.A.; Satyamurti, P.; Nobre, C.A.; Trosnikov, I.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Tarasova, T.; Pezzi, L.P.; D'Almeida, C.; Sampaio, G.; Castro, C.C.; Sanches, M.B.; Camargo, H. Global Climatological Features in a Simulation Using the CPTEC-COLA AGCM. **Journal of Climate**, v.15, n.21, p.2965-2988, 2002.
- Cerverny, R.S. Present climates of South America. In: Hobbs, J.E.; Lindesay, J.A.; Bridgman, H.A. (Ed.) **Climates of the southern continents**. Chichester: John Wiley & Sons, 1998. cap. 4, p.107-135.
- Charney, J.G. Dynamics of deserts and drought in the Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.101, n.428, p.193-202, 1975.
- Charney, J.; Quirk, W.J.; Chow, S.H.; Kornfield, J. A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.34, n.9, p.1366-1385, 1977.
- Claussen, M.; Esch, M. Biomes computed from simulated climatologies. **Climate Dynamics**, v.9, n.4-5, p.235-243, 1994.
- Claussen, M. Modeling bio-geophysical feedback in the African and Indian monsoon region. **Climate Dynamics**, v.13, n.4, p.247-257, 1997.

- Claussen, M.; Gayler, V. The greening of the Sahara during the mid-Holocene: results of an interactive atmosphere-biome model. **Global Ecology and Biogeography Letters**, v.6, n.5, p.369-377, 1997.
- Colinvaux, P.A.; de Oliveira, P.E.; Moreno, J.E.; Miller, M.C.; Bush, M.B. A long pollen record from lowland Amazonia: forest and cooling in glacial times. **Science**, v.247, n.5284, p.85-88, 1996.
- Colinvaux, P.A.; de Oliveira, P.E.; Bush, M.B. Amazonian and neotropical plant communities on glacial time-scales: the failure of the aridity and refuge hypotheses. **Quaternary Science Reviews**, v.19, n.1-5, p.141-169, 2000.
- Colinvaux, P.A.; de Oliveira, P.E. Palaeoecology and climate of the Amazon basin during the last glacial cycle. **Journal of Quaternary Science**, v.15, n.4, p.347-356, 2000.
- Costa, M.H.; Foley, J.A. Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. **Journal of Climate**, v.13, n.1, p.18-34, 2000.
- 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.213, n.1-4, p.79-94, 1998.
- Cox, P.M.; Betts, R.A.; Jones, C.D.; Spall, S.A.; Totterdell, I.J. Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model **Nature**, v.408, n.6809, p.184-187, 2000.
- Culf, A.D.; Fisch, G.; Hodnett, M.G. The albedo of Amazonian forest and ranch land. **Jornal of Climate**, v.8, n.6, p.1544-1554, 1995.
- Culf, A.D.; Esteves, J.L.; Marques Filho, A.O.; Rocha, H.R. Radiation, temperature and humidity over forest and pasture in Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.R.; Victoria, R.L. (Ed.) **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p.175-191.
- Defries, R.S.; Townshend, J.R.G. NDVI-derived land cover classifications at a global scale. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.17, p.3567-3586, 1994.
- De Oliveira, P.E.; Barreto, A.M.F.; Suguio, K. Late Pleistocene/Holocene climatic and vegetational history of the Brazilian caatinga: the fossil dunes of the middle São Francisco River. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.152, n.3-4, p.319-337, 1999.

- De Oliveira, P.E. Esfriamento glacial e expansão das florestas úmidas d frias no último máximo glacial da Amazônia. In: Cavalcanti, T.B.; Walter, B.M.T. (Ed.) **Tópicos atuais em Botânica**. Brasília: Embrapa Recursos Genéticos e Biotecnologia, 2000. p.396-398.
- Dickinson, R.E. Changes in land use. In: Trenberth, K.E. (Ed.) **Climate system modeling**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. cap. 22, p.689-701.
- Dirmeyer, P.A.; Shukla, J. The effect on regional and global climate of expansion of the world's deserts. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.122, n.530, p.451-482, 1996.
- 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, n.9, p.833-855, 1989.
- Eyre, S.R. **Vegetation and soils, a world picture**. London: Edward Arnold Publishers, 1968. 328p.
- Ferreira, D.G.; Melo, H.P.; Rodrigues Neto, F.R.; Nascimento, P.J.S.; Rodrigues, V. Avaliação do quadro da desertificação no Nordeste do Brasil: diagnósticos e perspectivas. **Conferência Nacional e Seminário Latino-Americano da Desertificação**, Fortaleza, 1994.
- Figueroa, S.N. **Estudo dos sistemas de circulação de verão sobre a América do Sul e suas simulações com modelos numéricos**. 1997. 158f. Tese (Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1997.
- Foley, J.A.; Levis, S.; Costa, M.H.; Cramer, W.; Pollard, D. Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. **Ecological Applications**, v.10, n.6, p.1620-1632, 2000.
- Francis, J.K. **English-Portuguese Equivalents of Forestry and Conservation Terms**. United States Department of Agriculture, 1994. General Technical Report so-1 09.
- Gates, W.L. AMIP: The Atmospheric Model Intercomparison Project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.73, n.12, p.1962-1970, 1992.
- Garrat, J.R. **The atmospheric boundary layer**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. 316p.

- Ghannoum, O.; von Caemmerer, S.; Ziska, L.H.; Conroy, J.P. The growth response of C<sub>4</sub> plants to rising atmospheric CO<sub>2</sub> partial pressure: a reassessment. **Plant, Cell and Environment**, v.23, n.9, p.931-942, 2000.
- Gill, A.E. Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.106, n.449, p.447-462, 1980.
- Giorgi, F.; Francisco, R. Evaluating uncertainties in the prediction of regional climate. **Geophysical Research Letters**, v.27, n.9, p.1295-1298, 2000.
- Haberle, S.G.; Maslin, M.A. Late Quaternary vegetation and climate change in the Amazon Basin based on 50,000 year of pollen record from the Amazon Fan, ODP Site 932. **Quaternary Research**, v.51, n.1, p.27-38, 1999.
- Haffer, J. Speciation in Amazonian forest birds. **Science**, v.165, n.3889, p.131-137, 1969.
- Harrison, S.P.; Jolly, D.; Laarif, F.; Abe-Ouchi, A.; Dong, B.; Herterich, K.; Hewitt, C.; Joussaume, S.; Kutzbach, J.E.; Mitchell, J.; de Noblet, N.; Valdes, P. Intercomparison of simulated global vegetation distributions in response to 6 kyr BP orbital forcing. **Journal of Climate**, v.11, n.11, p.2721-2742, 1998.
- Hartwig, W.C.; Cartelle, C. A complete skeleton of the giant South American primate *Photopithecus*. **Nature**, v.381, n.6580, p.307-311, 1996.
- Hastenrath, S.; Heller, L. Dynamics of climatic hazards in northeast Brazil. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.103, n.435, p.77-92, 1977.
- Hastenrath, S.; Greischar, L. Further work of Northeast Brazil rainfall anomalies. **Journal of Climate**, v.6, n.4, p.743-758, 1993.
- Haxeltine, A.; Prentice, I.C. BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. **Global Biogeochemical Cycles**, v.10, n.4, p.693-709, 1996.
- Henderson-Sellers, A. Continental vegetation as a dynamic component of a global climate model: a preliminary assessment. **Climate Change**, v.23, n.4, p.337-377, 1993.

- Hodnett, M.G.; Oyama, M.D.; Tomasella, J.; Marques Filho, A. de O.  
Comparisons of long-term soil water storage behaviour under pasture and forest in three areas of Amazonia. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.R.; Victoria, R.L. (Ed.) **Amazonian deforestation and climate**. Chichester: John Wiley & Sons, 1996. p.57-77.
- Holton, J.R. **An introduction to dynamic meteorology**. San Diego: Academic Press, 1992. 511p.
- Hoskins, B.J.; Karoly, D.J. The steady linear response of a spherical atmosphere to thermal and orographic forcing. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.38, n.6, p.1179-1196, 1981.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge: Cambridge University Press, 2001. 881p.
- Kinter III, J.L.; DeWitt, D.; Dirmeyer, P.A.; Fennessy, M.J.; Kirtman, B.P.; Marx, L.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Straus, D. **The COLA atmosphere-biosphere General Circulation Model**. Calverton: COLA, 1997. 45p. Report No.51.
- Krol, M.S.; Jaeger, A.; Bronstert, A.; Krywkow, J. The Semi-Arid Integrated Model (SIM), a regional integrated model assessing water availability, vulnerability of ecosystems and society in NE-Brazil. **Physics and Chemistry of the Earth**, v.26, n.7-8, p.529-533, 2001.
- Kubatzki, C.; Claussen, M. Simulation of the global bio-geophysical interactions during the Last Glacial Maximum. **Climate Dynamics**, v.14, n.7-8, p.461-471, 1998.
- Kuo, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.31, n.5, p.1232-1240, 1974.
- Kutzbach, J.; Gallimore, R.; Harrison, S.; Behling, P.; Selin, R.; Laarif, F. Climate and biome simulations for the past 21,000 years. **Quaternary Science Reviews**, v.17, n.6-7, p.473-506, 1998.
- Lau, K.M.; Kim, J.H.; Sud, Y. Intercomparison of hydrologic processes in AMIP GCMs. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.77, n.10, p.2209-2227, 1996.

- Ledru, M-P.; Bertaux, J.; Sifeddine, A.; Suguio, K. Absence of Last Glacial Maximum records in lowland tropical forests. **Quaternary Research**, v.49, n.2, p.233-237, 1998a.
- Ledru, M-P.; Salgado-Labouriau, M.L.; Lorscheitter, M.L. Vegetation dynamics in southern and central Brazil during the last 10,000 yr BP. **Review of Palaeobotany and Palynology**, v.99, n.2, p.131-142, 1998b.
- Levis, S.; Foley, J.A.; Pollard, D. Potential high-latitude vegetation feedbacks on CO<sub>2</sub>-induced climate change. **Geophysical Research Letters**, v.26, n.6, p.747-750, 1999a.
- Levis, S.; Foley, J.A.; Pollard, D. CO<sub>2</sub>, climate and vegetation feedbacks at the Last Glacial Maximum. **Journal of Geophysical Research**, v.104, n.D24, p.31,191-31,198, 1999b.
- Levis, S.; Foley, J.A.; Pollard, D. Large-scale vegetation feedbacks on a doubled CO<sub>2</sub> climate. **Journal of Climate**, v.13, n.7, p.1313-1325, 2000.
- Marengo, J.A. Mudanças climáticas globais e regionais: avaliação do clima atual do Brasil e projeções de cenários climáticos do futuro. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.16, n.1, p.1-18, 2001.
- Marengo, J.A.; Cavalcanti, I.F.A.; Satyamurty, P.; Nobre, C.A.; Bonatti, J.P.; Manzi, A.O.; Trosnikov, I.; Sampaio, G.; Camargo, H.; Sanches, M.B.; Castro, C.C.; D'Almeida, C.; Pezzi, L.P. Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Submetido ao Climate Dynamics, 2002.
- Marques, V.S.; Rao, V.B.; Molion, L.C.B. Inter-annual and seasonal variations in the structure and energetics of the atmosphere over northeast Brazil. **Tellus**, v.35A, n.2, p.136-148, 1983.
- Martin, L.; Bertaux, J.; Corriège, T.; Ledru, M-P.; Mourguiart, P.; Sifeddine, A.; Soubiès, F.; Wirrmann, D.; Suguio, K.; Turcq, B. Astronomical forcing of contrasting rainfall changes in tropical South America between 12,400 and 8,800 cal yr BP. **Quaternary Research**, v.47, n.1, p.117-122, 1997.
- Maslin, M.A.; Burns, S.J. Reconstruction of the Amazon Basin effective moisture availability over the past 14,000 years. **Science**, v.290, n.5500, p.2285-2287, 2000.

- Matthews, E. Global vegetation and land use: new high-resolution data sets for climate studies. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.22, n.3, p.474-487, 1983.
- Mayle, F.E.; Burbridge, R.; Killeen, T.J. Millennial-scale dynamics of Southern Amazonian rain forests. **Science**, v.290, n.5500, p.2291-2294, 2000.
- McGuffie, K.; Henderson-Sellers, A. Forty years of numerical climate modelling. **International Journal of Climatology**, v.21, n.9, p.1067-1109, 2001.
- Ministério do Meio Ambiente. **Diretrizes para a Política Nacional de Controle da Desertificação**. Brasília, 1997. Disponível em: <<http://www.mma.gov.br/port/srh/desertif/polit.html>>. Acesso em 28 mai. 2002.
- Mintz, Y.; Serafini, Y.V. A global climatology of soil moisture and water balance. **Climate Dynamics**, v.8, n.1, p.13-27, 1992.
- Monserud, R. A.; Leemans, R. Comparing global vegetation maps with the Kappa statistic. **Ecological Modelling**, v.62, n.4, p.275-293, 1992.
- Nobre, C.A.; Sellers, P.J.; Shukla, J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4, n.10, p.957-988, 1991.
- Oyama, M.D.; Rocha, E.J.P.; Nobre, C.A. Estudo preliminar sobre o tempo de “spin-up” da umidade do solo no Modelo Climático do CPTEC. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. 1 CD-ROM.
- Oyama, M.D.; Nobre, C.A. Um modelo de equilíbrio bioma-clima para estudos climáticos: formulação e avaliação preliminar. In: Congresso Brasileiro de Agrometeorologia, 12., 2001, Fortaleza. **Anais...** Fortaleza: FUNCEME, 2001. p.627-28.
- Oyama, M.D.; Nobre, C.A. Um modelo de vegetação potencial para estudos climáticos. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: SBMET, 2002. 1 CD-ROM.
- Peixoto, J.P.; Oort, A.B. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1992. 520p.
- Prentice, I.C.; Cramer, W.; Harrison, S.P.; Leemans, R.; Monserud, R.A.; Solomon, A. A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. **Journal of Biogeography**, v.19, n.2, p.117-134, 1992.

- Prentice, K.C. Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation models. **Journal of Geophysical Research**, v.95, n.D8, p.11,811-11,830, 1990.
- Ramaswamy, V.; Chen, C-T. Linear additivity of climate response for combined albedo and greenhouse perturbations. **Geophysical Research Letters**, v.24, n.5, p.567-570, 1997.
- Rao, V.B.; Cavalcanti, I.F.A.; Hada, K. Annual variation of rainfall over Brazil and water vapor characteristics over South America. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n.D21, p.26,539-26,551, 1996.
- Rocha, E.J.P. **Balço de umidade e influência de condições de contorno superficiais sobre a precipitação da Amazônia**. 2001. 170f. Tese (Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- Rocha, H.R.; Nobre, C.A.; Bonatti, J.P.; Wright, I.R.; Sellers, P.J. A vegetation-atmosphere interaction study for Amazonia deforestation using field data and a 'single column' model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.122, n.531, p.567-594, 1996.
- Rosenfeld, D.; Rudich, Y.; Lahav, R. Desert dust suppressing precipitation: a possible desertification feedback loop. **PNAS**, v.98, n.11, p.5975-5980, 2001.
- Rossato, L. **Estimativa da umidade do solo no Brasil**. 2001. 139f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001.
- Ray, N.; Adams, J.M. A GIS-based Vegetation Map of the World at the Last Glacial Maximum (25,000-15,000 BP). **Internet Archaeology**, n.11, 2001. Disponível em: <[http://intarch.ac.uk/journal/issue11/rayadams\\_toc.html](http://intarch.ac.uk/journal/issue11/rayadams_toc.html)>. Acesso em: 04 fev. 2002.
- Sá, I.B.; Fotius, G.A.; Riché, G.R. Degradação ambiental e reabilitação natural no trópico semi-árido brasileiro. **Conferência Nacional e Seminário Latino-Americano da Desertificação**, Fortaleza, 1994.
- Sato, N.; Sellers, P.J.; Randall, D.A.; Schneider, E.K.; Shukla, J.; Kinter III, J.L.; Hou, Y.Y.; Albertazzi, E. **Implementing the Simple Biosphere model (SiB) in a General Circulation Model: methodology and results**. Washington: NASA, 1989. 76p. NASA contractor report 185509.
- Scheffer, M.; Carpenter, S.; Foley, J.A.; Folke, C.; Walker, B. Catastrophic shifts in ecosystems. **Nature**, v.413, n.6856, p.591-596, 2001.

- 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, n.6, p.505-531, 1986.
- Sellers, P.J. Biophysical models of land surface processes. In: Trenberth, K.E. (Ed.) **Climate system modeling**. Cambridge: Cambridge University Press, 1992. cap. 14, p.451-490.
- Sellers, P.J.; Tucker, C.J.; Collatz, G.J.; Los, S.O.; Justice, C.O.; Dazlich, D.A.; Randall, D.A. A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. **International Journal of Remote Sensing**, v.15, n.17, 3519-3545, 1994.
- Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land-surface evapotranspiration on earth's climate. **Science**, v.215, n.4539, p.1498-1501, 1982.
- Sifeddine, A.; Martin, L.; Turcq, B.; Volkmer-Ribeiro, C.; Soubiès, F.; Cordeiro, R.C.; Suguio, K. Variations of the Amazonian rainforest environment: a sedimentological record covering 30,000 years. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v.168, n.3-4, p.221-235, 2001.
- Silva, V.P.R.; Correia, A.A.; Coelho, M.S. Análise de tendência das séries de precipitação pluvial no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.2, n.1, p.111-114, 1998.
- Skidmore, E.L. Soil erosion by wind: an overview. In: El-Baz, F.; Hassan, M.H.A. (Ed.) **Physics of desertification**. Dordrecht: Martinus Nijhoff Publishers, 1986. p.261-273.
- Slater, A.G.; Pitman, A.J.; Desborough, C.E. Simulation of freeze-thaw cycles in a general circulation model land surface scheme. **Journal of Geophysical Research**, v.103, n.D10, p.11,303-11,312, 1998.
- Spiegel, M.R. **Estatística**. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1972. 580p.
- Stull, R.B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Dordrecht: Kluwer, 1988. 666p.
- Stute, M.; Forster, M.; Frischkorn, H.; Serejo, A.; Clark, J.F.; Schlosser, P.; Broecker, W.S.; Bonani, G. Cooling of tropical Brazil (5°C) during the Last Glacial Maximum. **Science**, v.269, n.5222, p.379-383, 1995.

- Sud, Y.C.; Fennessy, M. A study of the influence of surface albedo on July circulation in semi-arid regions using the GLAS GCM. **Journal of Climatology**, v.2, n.2, p.105-125, 1982.
- Sud, Y.C.; Fennessy, M. Influence of evaporation in semi-arid regions on the July circulation: a numerical study. **Journal of Climatology**, v.4, n.4, p.383-398, 1984.
- Sud, Y.C.; Shukla, J.; Mintz, Y. Influence of land surface roughness on atmospheric circulation and precipitation: a sensitivity study with a General Circulation Model. **Journal of Applied Meteorology**, v.27, n.9, p.1036-1054, 1988.
- Sud, Y.C.; Chao, W.C.; Walker, G.K. Dependence of rainfall on vegetation: theoretical considerations, simulation experiments, observations, and inferences from simulated atmospheric soundings. **Journal of Arid Environments**, v.25, n.1, p.5-18, 1993.
- Sud, Y.C.; Walker, G.K.; Kim, J.-H.; Liston, G.E.; Sellers, P.J.; Lau, W.K.-M. Biogeophysical consequences of a tropical deforestation scenario: a GCM simulation study. **Journal of Climate**, v.9, n.12, p.3225-3247, 1996.
- Tanajura, C.A.S.; Chou, S.C.; Xue, Y.; Nobre, C.A. An experiment with the Eta/SSiB model to investigate the impact of the Amazon deforestation on the South American climate. In: LBA International Conference, 2., 2002, Manaus. **Anais eletrônicos...** Cachoeira Paulista: CPTEC, 2002. Disponível em: <<http://lba.cptec.inpe.br/Presentations/Manaus2002>>. Acesso em: 11 out. 2002.
- Turcq, B.; Cordeiro, R.C.; Sifeddine, A.; Simões Filho, F.F.L.; Albuquerque, A.L.S.; Abrão, J.J. Carbon storage in Amazonia during the Last Glacial Maximum: secondary data and uncertainties. **Chemosphere**, n.8, v.49, p.821-835, 2002.
- van der Hammen, T.; Hooghiemstra, H. Neogene and Quaternary history of vegetation, climate and plant diversity in Amazonia. **Quaternary Science Reviews**, v.19, n.8, p.725-742, 2000.
- Viterbo, P.; Beljaars, A.; Mahfouf, J.-F.; Teixeira, J. The representation of soil moisture freezing and its impact on the stable boundary layer. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v.125, n.559, p.2401-2426, 1999.

- Vivo, M. Mammalian evidence of historical ecological change in the caatinga semiarid vegetation of Northeastern Brazil. **Journal of Comparative Biology**, v.2, n.1, p.65-73, 1997.
- Xue, Y. Sellers, P.J.; Kinter, J.L.; Shukla, J. A simplified biosphere model for global climate studies. **Journal of Climate**, v.4, n.3, p.345-364, 1991.
- Xue, Y.; Shukla, J. The influence of land surface properties on Sahel climate, 1, desertification. **Journal of Climate**, v.6, n.12, p.2232-2245, 1993.
- Xue, Y.; Shukla, J. The influence of land surface properties on Sahel climate, 2, afforestation. **Journal of Climate**, v.9, n.12, p.3260-3275, 1996.
- Willmott, C.J.; Rowe, C.M.; Mintz, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **Journal of Climatology**, v.5, n.6, p.589-606, 1985.
- Willmott, C.J.; Matsuura, K. **Terrestrial air temperature and precipitation: monthly and annual climatologies**. Newark: University of Delaware, 1998. Disponível em: <<http://climate.geog.udel.edu/climate>>. Acesso em: 09 set. 2000.
- Zebiak, S.E. Atmospheric convergence feedback in a simple model for El Niño. **Monthly Weather Review**, v.114, n.7, p.1263-1271, 1986.
- Zeng, N.; Dickinson, R.E.; Zeng, X. Climatic impact of Amazon deforestation - a mechanistic model study. **Journal of Climate**, v.9, n.4, p.859-883, 1996.
- Zeng, N.; Neelin, J.D. A land-atmosphere interaction theory for the tropical deforestation problem. **Journal of Climate**, v.12, n.3, p.857-872, 1999.