



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-11424-TDI/952

**PARAMETRIZAÇÃO DOS PROCESSOS RADIATIVOS EM
MODELO CLIMÁTICO SIMPLES**

Elisabete Caria Moraes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs.
Vadlamudi Brahmananda Rao e Sérgio Henrique Franchito, aprovada em 08 de
fevereiro de 2002.

551. 58

MORAES, E. C.

Parametrização dos processos radiativos em modelo climático simples / E. C. Moraes. – São José dos Campos: INPE, 2002.

295p. – (INPE-11424-TDI/952).

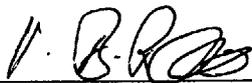
1.Radiação. 2.Modelo atmosférico. 3.Mudança climática. 4.Efeitos de gases estufa. 5.Desflorestamento. 6.Radiação solar. 7.Radiação atmosférica. I.Título.

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

Dr. Leonardo Deane de Abreu Sá


Presidente/INPE-CPaulista/SP

Dr. Vadlamudi Brahmananda Rao


Orientador/INPE-SJCampos/SP

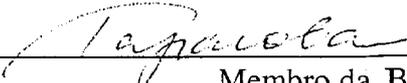
Dr. Sergio Henrique Franchito


Orientador/INPE-SJCampos/SP

Dr. Romísio Geraldo Bouhid André


Membro da Banca
Convidado UENF-Rio de Janeiro/RJ

Dr^a Tatiana Aleksandrovna Tarasova


Membro da Banca
Convidada Bolsista PCI-CPTEC-CPaulista/SP

Candidato (a): Elisabete Caria Moraes

São José dos Campos, 8 de fevereiro de 2002.

Às minhas filhas **Sandra e Paula**, e ao **João Ricardo**
pelo amor e razões do meu viver,
dedico.

AGRADECIMENTOS

Aos Drs. Sérgio Henrique Franchito e Vadlamudi Brahmananda Rao, pela orientação segura e apoio que me dispensaram em todas as fases do doutorado.

Aos integrantes da Banca Examinadora, Dra. Tatiana Tarosova, Dr. Leonardo Leonardo Deane de Abreu Sá e Dr. Romísio Geraldo Bouhid André, pelas sugestões que visaram o aperfeiçoamento deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), na pessoa do diretor geral Dr. Luiz Carlos Moura Miranda; à Divisão de Sensoriamento Remoto, na pessoa de seu chefe Dr. José Carlos Neves Epiphânio; ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, na pessoa de seu coordenador Dr. Carlos Afonso Nobre; e ao suporte da Divisão de Pós-Graduação em Meteorologia, pelo apoio e recursos oferecidos.

Ao Dr. Ming-Dah Chou do Goddard Space Flight Center da National Aeronautics & Space Administration (GSFC/NASA) pela concessão dos códigos de radiação, pela prontidão e atenção as minhas indagações.

Aos participantes do Projeto LBA, pela concessão dos dados de verdade terrestre coletados na Reserva Biológica de Jarú e na Fazenda Nossa Senhora d'Ouro Preto no Estado de Rondônia.

Aos colegas da pós-graduação pela amizade e apoio no decorrer do curso, em especial às amigas Ana Maria Bueno Nunes e Maria Elisa Siqueira Silva. Aos amigos de trabalho pelo carinho e incentivo, em especial ao Dr. João Roberto dos Santos, Egidio Arai, José Marinaldo Gleriani, Camilo Daleles Rennó e Nelson Arai.

E, em especial, ao João Ricardo de Freitas Oliveira pelo amor, dedicação, companheirismo e incentivo; às minhas filhas Sandra e Paula pelo afeto, carinho e compreensão de minha ausência em fases importantes de suas vidas; e aos meus pais, Sophia Caria Moraes e Alcides Marcellino Moraes, que muito me apoiaram em todos os momentos da minha vida.

RESUMO

Modelos de transferência radiativa solar e termal, baseados em parametrizações dos processos de transferência radiativa sofisticados e eficientes computacionalmente, foram implementados em um modelo atmosférico estatístico dinâmico com vegetação acoplada (MED), objetivando simular o clima médio zonal anual e os possíveis impactos climáticos provenientes de ações antropogênicas. Com o intuito de verificar a acurácia dos modelos de transferência radiativa, realizou-se a comparação das grandezas radiométricas simuladas por estes modelos com os dados observacionais obtidos na campanha *Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign / Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment* in Amazonia em dois sítios experimentais: floresta primitiva e pastagem. Na análise estatística observou-se a alta confiabilidade nas simulações provenientes do modelo de transferência radiativa solar e uma boa concordância das grandezas termais, principalmente, para a região de pastagem. As simulações apresentaram erros médios da mesma ordem ou até menores do que os erros instrumentais, exceto para o caso da radiação solar refletida. De forma geral, a versão atual do MED conseguiu reproduzir bem as características médias zonais anuais do clima presente, quando comparados com os dados de reanálise do *National Centers for Environmental Prediction / National Center for Atmospheric Research*, apresentando melhoras nas simulações do clima médio zonal anual presente, exceto nas simulações das variáveis dinâmicas. Os impactos médios zonais anuais climáticos continentais causados pelo desflorestamento foram a redução do saldo de radiação e, conseqüentemente, um aumento na temperatura da superfície e uma redução na precipitação, o que concorda com inúmeros experimentos de desflorestamento realizados através de modelos de circulação geral. Ao considerar o desflorestamento conjuntamente com alterações dos gases-estufa, verificou-se que as alterações nas características de superfície influenciam mais o balanço de energia e a partição desta do que as alterações das concentrações de gases-estufa. Nos experimentos de duplicação e quadruplicação do CO₂, e de previsão para 2100 de aumento nas concentrações de CO₂ e CH₄, e do CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico definidos pelo *Intergovernmental Painel on Climate Change*, verificou-se que as alterações no balanço radiativo provocaram aumentos na temperatura do ar à superfície, sendo estes mais acentuados nas regiões polares, e redução na precipitação. As maiores alterações foram verificadas com a quadruplicação da concentração de CO₂. No experimento de queima da biomassa da Floresta Amazônica verificou-se que os aerossóis carbonaceous foram os responsáveis pela maior redução do fluxo de calor sensível, enquanto que a alteração dos parâmetros de superfície provocou a maior redução do fluxo de calor latente. A queima de biomassa provocou um aumento na temperatura da superfície e uma redução na precipitação.

PARAMETERIZATION OF RADIATIVE PROCESSES IN SIMPLE CLIMATE MODELS

ABSTRACT

Shortwave and longwave radiative transfer models, based on sophisticated and numerically efficient parameterizations of radiative transfer processes, were implemented in a coupled vegetation statistical-dynamical atmospheric model (MED), in simulating the annual zonal mean climate and anthropogenic climate impacts. In order to verify the radiative transfer models accuracy, comparisons between radiometric variables from model simulations and observational data set, which are obtained during the Wet Season Atmospheric Mesoscale Campaign / Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia, were accomplished at two experimental sites: primitive forest and pasture. Statistical analyses indicated that the shortwave radiative transfer model simulations are trustful, and that the longwave radiation simulations agree with the observational data, especially, over pasture region. The radiative transfer model simulations showed mean errors of the same order or lower than the instrumentation error, except in reflected solar radiation. In general, the recent version of MED were able to simulate the present annual zonal mean climate, when compared with National Centers for Environmental Prediction/ National Center for Atmospheric Research reanalysis data, improving the results of the present annual zonal mean climate, except in dynamic variable simulations. The impacts on the annual zonal mean continental climate due to the deforestation were the reduction of the net radiation, the surface temperature increase, and the precipitation decrease. These results are in agreement with several global circulation model deforestation experiments. The greenhouse effects regarding the deforestation experiments showed that the surface parameters modifications influence more the radiation budget and energy partition. Over deforested areas, the greenhouse experiments showed that the surface parameters modifications have more influence than the greenhouse effects increase on the radiation budget and energy partition. The modifications in the net radiation regarding the experiments of: doubling and quadruplication of CO₂, concentration increase of CO₂ and CH₄, and concentration increase of CO₂, CH₄, N₂O, and tropospheric O₃, where the two later concentration increases were predicted to 2100 by Intergovernmental Panel on Climate Change, indicated that air temperature close to the ground was increased with higher values over polar region in both Hemispheres, and precipitation reduction. The higher changes in air temperature and precipitation fields were obtained during the quadruplication CO₂ experiment. In the Amazon Forest burning experiment, the carbonaceous were the primarily cause of the sensible heat flux decreases, and the surface parameters were the primarily cause of the latent heat flux reduction. Furthermore, the biomass burning caused surface temperature increase and precipitation decrease.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SÍMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	35
CAPÍTULO 2 - ACOPLAMENTO DO MODELO DE RADIAÇÃO AO MED DE MÉDIA ZONAL COM PARAMETRIZAÇÃO EXPLÍCITA DA VEGETAÇÃO	49
2.1 – Modelo estatístico dinâmico	49
2.2 – Modelos de transferência radiativa.....	54
2.2.1 – Modelo de transferência radiativa solar	55
2.2.2 – Modelo de transferência radiativa termal	57
2.3 – Características do modelo acoplado	60
2.4 – Modo de processamento	69
CAPÍTULO 3 – VALIDAÇÃO DOS MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA	71
3.1 – Áreas de estudo e dados de verdade-terrestre	72
3.2 – Dados radiométricos de verdade-terrestre	73
3.3 – Tratamentos dos modelos de transferência radiativa.....	75
3.4 – Análise dos resultados	79
3.4.1 – Avaliação para a FNS.....	79
3.4.2 – Avaliação para a RBJ	87
3.4.3 – Avaliação conjunta para FNS e RBJ	93
3.5 – Conclusões da validação dos MTRs.....	96
CAPÍTULO 4 – SIMULAÇÃO DO CLIMA PRESENTE	99
4.1 – Simulação dos saldos radiativos	99
4.2 – Simulação das características médias zonais anuais do clima presente	111
CAPÍTULO 5 – EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE	121
5.1 – Experimento de desflorestamento	122
5.2 – Experimento de sensibilidade aos gases do efeito estufa (CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O e O ₃ troposférico).....	141

5.3 – Experimento de sensibilidade à queimada	167
CAPÍTULO 6 – SUMÁRIO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	185
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	197
APÊNDICE A – MODELO ESTATÍSTICO DINÂMICO DE MÉDIA ZONAL COM PARAMETRIZAÇÃO EXPLÍCITA DE VEGETAÇÃO	221
A.1 – Modelo dinâmico	221
A.2 – Aquecimento Diabático	225
APÊNDICE B – PARAMETRIZAÇÃO DOS PROCESSOS RADIATIVOS...	237
B.1 – Parametrização da radiação solar	238
B.2 – Parametrização da radiação termal	247
B.2.1 – Transmitância da radiação termal	249
B.2.1.1 – Método de distribuição-k	251
B.2.1.2 – Tabelas de escalonamento de temperatura e pressão	255
B.2.1.3 – Escalonamento de temperatura 1-P	257
B.2.1.4 – Fluxos de radiação termal em bandas	257
APÊNDICE C – SIMULATIONS WITH A RADIATION MODEL AND COMPARISONS WITH LBA DATA SETS	261

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 – Absorção espectral dos principais gases que compõem a atmosfera.....	36
3.1 – Imagem de satélite identificando as áreas de pastagem e de floresta (FNS e RBJ, respectivamente) do estado de Rondônia.....	73
3.2 – Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região de pastagem. Situações avaliadas em condições de céu limpo.....	81
3.3 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região de pastagem. Situações avaliadas em condições de céu encoberto.....	82
3.4 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região de pastagem na Fazenda Nossa Senhora Aparecida realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5 e 3.6	85
3.5 – Análise estatística dos fluxos de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região de pastagem da Fazenda Nossa Senhora Aparecida realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5 e 3.6	86
3.6 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região da Reserva Biológica de Jarú. Situações avaliadas em condições de céu limpo.....	89
3.7 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região da Reserva Biológica de Jarú. Situações avaliadas em condições de céu encoberto.....	90

3.8 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região da Reserva Biológica de Jaru realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.8 e 3.9.....	92
3.9 – Análise estatística do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e do saldo de radiação para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região da Reserva Biológica de Jaru realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.8 e 3.9	93
3.10 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as condições de céu (limpo e encoberto) obtidos nas duas localidades em Rondônia (RBJ e FNS) realizadas através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5, 3.6 , 3.8 e 3.9	95
3.11 – Análise estatística do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) para todas as condições de céu (limpo e encoberto) em Rondônia (RBJ e FNS) realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5, 3.6, 3.8 e 3.9	96
4.1 – Distribuição latitudinal do saldo de radiação médio anual na superfície. a) radiação solar; b) radiação termal; e c) balanço de radiação. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Ou et al. (1989); a linha laranja representa as simulações realizada pelo modelo global CPTEC/COLA (rodada longa); e a linha cinza representa as simulações realizadas por Varejão-Silva et al. 1998	101
4.2 – Distribuição latitudinal do saldo de radiação planetário médio anual. a) radiação solar; b) radiação termal; e c) balanço de radiação. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Campbell and Vonder Haar (1980); a linha rosa representa os saldos de radiação estimados por satélite (Ellis e Vonder Haar, 1976) e a linha cinza representa os valores simulados por Varejão-Silva et al. (1980)	104

4.3 – Distribuição latitudinal média anual: a) albedo planetário e; b) energia solar refletida no topo da atmosfera. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Campbell e Vonder Haar (1980); e a linha rosa representa as estimativas obtidas por satélite (Ellis e Vonder Haar, 1976)	105
4.4 – Comparação da média anual global do saldo de radiação termal	110
4.5 – Distribuição latitudinal da média zonal média anual, das temperaturas da superfície (a) e do ar próximo da superfície (b). As simulações obtidas pelo MED são indicadas pelas linhas azuis; os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR são representadas pelas linhas cinza; e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas	112
4.6 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da temperatura do ar em 500hPa simulada pelo MED (azul) com os respectivos valores obtidos pela reanálise realizada pelo NCEP/NCAR (cinza)	113
4.7 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da umidade específica à superfície. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul e os valores obtido através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza	114
4.8 – Distribuição latitudinal da precipitação média zonal anual. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul, os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas	115
4.9 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da velocidade vertical (ω) na isobárica de 500 hPa. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul, os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas	115
4.10 – Distribuição latitudinal da média anual, do vento médio zonal nos níveis de 750hPa (a) e de 250hPa (b). As simulações obtidas pelo MED são indicadas pelas linhas azuis e os valores provenientes das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR são representadas pelas linhas cinza	117

4.11 – Distribuição latitudinal da simulação média zonal do balanço anual de radiação sobre as áreas continentais obtidas através do MED. Saldo de radiação ($H_{vd}(1)\downarrow + H_{vd}(2)\downarrow$) em azul. Fluxo descendente de calor sensível ($H_b(3)\downarrow$) e fluxo descendente de calor latente ($H_b(4)\downarrow$)	118
5.1 - Evolução da taxa média do desflorestamento bruto na Amazônia ($\text{km}^2\text{ano}^{-1}$) .	124
5.2 – Desvios (situação perturbada menos controle) das simulações médias zonais médias anuais, do balanço de energia na superfície continental no experimento de desflorestamento. a) saldo de radiação; b) fluxo de calor sensível; c) fluxo de calor latente. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO_2 (laranja); com quadruplicação do CO_2 (cinza); com as concentrações de CO_2 e CH_4 em 2100 (violeta); e com as concentrações de gases-estufa previstas para 2100 (azul)	126
5.3 – Desvios (situação perturbada menos controle) das simulações médias zonais médias anuais, da razão de Bowen na superfície continental no experimento de desflorestamento. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO_2 (laranja); com quadruplicação do CO_2 (cinza); com as concentrações de CO_2 e CH_4 em 2100 (violeta); e com as concentrações de gases-estufa previstas para 2100 (azul)	127
5.4 - Desvios médios zonais anuais obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental para: a) temperatura da superfície do solo; b) temperatura da folhagem; c) temperatura do ar que permeia a folhagem. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO_2 (laranja); com quadruplicação do CO_2 (cinza); com as concentrações de CO_2 e CH_4 para 2100 (violeta); e com as concentrações de gases previstas para 2100 (azul)	131
5.5 - Desvios médios zonais anuais da umidade específica do ar da folhagem obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO_2 (laranja); com quadruplicação do CO_2 (cinza); com as concentrações de CO_2 e CH_4 para 2100 (vinho); e as concentrações de gases previstas para 2100 (azul)	135

5.6 - Desvios médios zonais anuais obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental para: a) evapotranspiração; b) precipitação. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO ₂ (laranja); com quadruplicação do CO ₂ (cinza); com as concentrações de CO ₂ e CH ₄ para 2100 (violeta); e com concentrações de gases previstas para 2100 (azul)	138
5.7 – Concentrações globais e forçantes radiativas do CO ₂ , CH ₄ e N ₂ O na atmosfera	143
5.8 – Distribuição latitudinal dos desvios (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle) médios anuais do saldo de radiação solar (a1) e do saldo de radiação termal (a2) na superfície. Média global anual do saldo de radiação solar (b1) e do saldo de radiação termal (b2) na superfície. Desvio médio global anual do saldo de radiação solar (c1) e do saldo de radiação termal (c2) na superfície	146
5.9 – Média anual global (a) e desvio médio anual global (b) da umidade específica à superfície simulado com alterações nos gases do efeito estufa	148
5.10 – Saldo de radiação na superfície. a) distribuição latitudinal do desvio (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle) médio anual; b) desvio médio global anual; e c) média global anual	150
5.11 – Radiação solar armazenada na atmosfera: a1) desvio médio zonal anual e (a2) média global anual; Radiação termal armazenada na atmosfera: b1) desvio médio zonal anual e (b2) média global anual; Saldo de radiação na atmosfera: c1) desvio médio zonal anual e (c2) média global anual. Os desvios se referem ao experimento com gases do efeito estufa menos o experimento de controle	152
5.12 – Desvio médio anual planetário do saldo de radiação solar (1) e do saldo de radiação termal (2) (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) distribuição latitudinal da média zonal e b) média global. Média global anual planetária do saldo de radiação solar (c1) e do saldo de radiação termal (c2)	154
5.13 – Desvio médio anual do saldo de radiação planetário (experimento com	

gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual do saldo de radiação na superfície (c).	156
5.14 – Desvio médio anual da temperatura do ar à superfície (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual da temperatura do ar à superfície (c) ...	157
5.15 – Desvios médios zonais temporais da temperatura do ar próximo à superfície devido a duplicação do CO ₂ simulados com MCG do NCAR	158
5.16 – Mapa de aquecimento do ar à superfície devido à duplicação e quadruplicação do CO ₂ obtido pelo MCG do GFDL/NOAA	159
5.17 – Estimativas do aumento da temperatura do ar à superfície simulada por diferentes MCGs com a duplicação do CO ₂	160
5.18 – Desvio médio anual da temperatura do ar em 500 hPa (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global	164
5.19 – Desvio médio anual da evaporação (1) e da precipitação (2) (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual da evaporação (c1) e da precipitação (c2)	166
5.20 – Registro de área de fumaça observada através de imagem do satélite GOES.	169
5.21 – Visão panorâmica de uma queimada na Floresta Amazônica	170
5.22 – Desvio médio zonal anual: (a) saldo de radiação solar e (b) saldo de radiação termal na superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marrom); alteração da concentração de CO ₂ (laranja); alteração da concentração de CH ₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto)	174
5.23 – Desvio médio zonal anual da umidade específica do ar à superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde);	

alteração dos parâmetros de superfície (marron); alteração da concentração de CO ₂ (laranja); alteração da concentração de CH ₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos os parâmetros de superfície e de atmosfera (preto)	176
5.24 – Desvio médio zonal anual: (a) temperatura da superfície e (b) temperatura do ar à superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marron); alteração da concentração de CO ₂ (laranja); alteração da concentração de CH ₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto)	180
5.25 – Desvio médio zonal anual: (a) evapotranspiração e (b) precipitação (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marron); alteração da concentração de CO ₂ (laranja); alteração da concentração de CH ₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto)	182
A.1 – Seção vertical esquemática do modelo estatístico-dinâmico de média zonal de coordenadas ϕ (latitude) e z (altitude) mostrando as variáveis de prognóstico, as parametrizadas e as de diagnóstico envolvidas	222
A.2 – Esquema do modelo de Zhang (1994)	226
C.1 – Comparison between the radiation fluxes simulated by the model (black) and the observed from LBA (gray) in the pasture site. Case with clear sky condition	289
C.2 – Comparison between the radiation fluxes simulated by the model (black) and the observed from LBA (gray) in the pasture site. Case with cloudy sky condition	290
C.3 – Comparison between the radiation fluxes simulated by the model (black) and the observed from LBA (gray) in the forest site. Case with clear sky condition	291
C.4 – Comparison between the radiation fluxes simulated by the model (black) and the observed from LBA (gray) in the pasture site. Case with cloudy sky condition	292

<p>C.5 – Radiation fluxes of solar irradiance (a), reflected solar radiation (b), longwave radiation emitted from the surface (c), downward longwave radiation (d), downward PAR (e), and net radiation at the surface (f), for all sky conditions in the forest site. Shown are the values of the fluxes in each case given by Tables 5a-b (dark circles), the line where the simulated values are equal to the observed data (full line) and the best fits for the simulations given by the Bonferrone method (dashed line). The linear regression equation and the coefficient of determination (R^2) are also shown. Units, $W m^{-2}$</p>	293
<p>C.6 – Radiation fluxes of solar irradiance (a), reflected solar radiation (b), longwave radiation emitted from the surface (c), downward longwave radiation (d) and downward PAR (e) for all sky conditions in the pasture site. Legend similar to that in Fig.5, except that the fluxes correspond to each case given in Tables 6a-b</p>	294
<p>C.7 - Radiation fluxes of solar irradiance (a), reflected solar radiation (b), longwave radiation emitted from the surface (c), downward longwave radiation (d) and downward PAR (e) for all sky conditions in the pasture site. Legend similar to that in Fig.5, except that the fluxes correspond to each case given in Tables 5a-b and Tables 6a-b</p>	295

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 – Parametrização dos fluxos de radiação solar e radiação termal na fração de superfície coberta por vegetação e solo exposto e na fração restante do cinturão de latitude	52
2.2 – Parametrização dos fluxos de radiação solar e radiação termal na fração de superfície coberta por vegetação em um cinturão de latitude	54
2.3 – Valores latitudinais de λ_a	62
2.4 – Valores médios zonais anuais da espessura ótica e albedo de espalhamento simples de aerossóis troposféricos (τ_a e ω_a , respectivamente)	65
2.5 – Valores dos parâmetros de superfície para os diferentes tipos de superfície utilizados no BATs	66
2.6 – Valores médios globais anuais das concentrações dos gases-estufa	67
2.7 – Valores das emissividades espectrais para os diferentes tipos de superfície utilizados no BATs	68
3.1 – Especificação da instrumentação de radiação utilizada na Reserva Biológica de Jarú	74
3.2 – Especificação da instrumentação de radiação utilizada na Fazenda Nossa Senhora Aparecida	75
3.3 – Espessura ótica de nuvens	77
3.4 – Propriedades óticas de aerossóis continentais (típicos de período úmido)	78
3.5 – Dias e horários dos casos de céu limpo analisados para a Fazenda Nossa Senhora Aparecida	80
3.6 – Dias e horários dos casos de céu encoberto analisados para a Fazenda Nossa Senhora Aparecida	80

3.7 – Coeficiente de correlação existente entre os fluxos simulados e observados no LBA	84
3.8 – Dias e horários dos casos de céu limpo analisados para a Reserva Biológica de Jaru	87
3.9 – Dias e horários dos casos de céu encoberto analisados para a Reserva Biológica de Jaru	88
4.1 – Comparação estatística realizadas entre as médias zonais anuais das grandezas radiométricas e os respectivos dados de verdade-terrestre	107
4.2 – Média global anual de grandezas radiométricas relacionadas com o espectro solar considerando todas as situações de nebulosidade	109
4.3 – Percentuais médios globais anuais das grandezas radiométricas avaliadas pelo MED e por Wild et al. (1998)	111
4.4 – Análise estatística das variáveis meteorológicas médias zonais, médias anuais, simuladas pelas versões atual e anterior do MED	119
5.1 - Efeito climático do desflorestamento da Floresta Amazônica (área continental entre 10° S e 10°N)	128
5.2– Aumentos dos desvios nas temperaturas da superfície continental (\bar{T}_{sv}), da folhagem (\bar{T}_f) e do ar que permeia a folhagem (\bar{T}_{af}) obtidos com o experimento de desflorestamento e gases do efeito estufa conjugados	133
5.3 - Efeito climático do desflorestamento da floresta tropical simulados por MEDs	134
5.4 – Desvios da umidade específica à superfície média anual continental observados nos experimentos de desflorestamento e percentual de contribuição dos gases do efeito estufa em relação à área desflorestada	137
5.5 – Desvios de evapotranspiração e precipitação média anual continental observados nos experimentos de desflorestamento e percentual de contribuição dos gases do efeito estufa na área desflorestada	140

5.6 – Influência dos gases-estufa na variação da temperatura da Terra e percentual de crescimento antropogênico do CO ₂ , CH ₄ e N ₂ O desde o início da era industrial	142
5.7 – Efeito do aumento dos gases-estufa sobre a temperatura nos pólos	156
5.8 – Efeito do aumento de CO ₂ sobre as médias globais da temperatura do ar à superfície e da taxa de precipitação obtidos por MCGs com oceano acoplado e MEDs	162
5.9 – Concentrações de CO ₂ e CH ₄ típicos de queima de biomassa de floresta primária	171
5.10 – Parâmetros físicos característicos de aerossóis de queima de biomassa em 0,5 µm	173
5.11 – Percentuais dos desvios médios anuais zonais dos saldos de radiação solar, termal e total na superfície simulados nos experimentos de queima de biomassa e para o cinturão continental de 20°S a 10°N	175
5.12 – Desvios médios anuais zonais dos saldos de radiação do sistema terra-atmosfera simulados nos experimentos de emissão de CO ₂ e CH ₄ produzidos pela queima de biomassa e respectivos percentuais médios para o cinturão de latitude de 20°S a 10°N	177
5.13 – Desvios médios anuais dos fluxos de calor sensível e calor latente simulados nos experimentos de queima de biomassa e respectivos percentuais médios para o cinturão de latitude de 20°S a 10°N	179
A.1 – Parametrizações dos fluxos de energia na superfície e na atmosfera na interface superfície do solo e ar acima deste	227
A.2 – Parametrização dos fluxos de energia na superfície e na atmosfera para a fração de superfície coberta por vegetação e solo exposto em um cinturão de latitude	231
A.3 – Parametrização dos fluxos de energia na superfície e na atmosfera para a fração de superfície coberta pelo oceano, águas interiores e gelo ou neve em um cinturão de latitude	233

B.1 – Descrições das bandas do espectro solar, seus respectivos gases e coeficientes atenuadores usados na parametrização da radiação solar	240
B.2 – Função do vapor d'água (h) do fluxo ponderado pela distribuição-k no infravermelho próximo, para $p_r=300\text{hPa}$ e $\theta_r=240\text{K}$	241
B.3 – Bandas espectrais, gases absorvedores e método de parametrização da transmitância utilizadas no cômputo dos fluxos de radiação termal	250
B.4 – Parâmetros escalonados necessários à eq. B. 28	252
B.5 – Parâmetros utilizados na função de transmissão devido à absorção de linhas do vapor d'água	253
B.6 – Parâmetros usados na função de transmissão devido à absorção do CO_2 e de linhas do vapor d'água em três sub-bandas da banda 3	253
B.7 – Coeficientes de absorção efetiva para a absorção contínua do vapor d'água das bandas 3, 4, 5 e 6	254
B.8 – Primeiros valores utilizados para a obtenção dos coeficientes de regressão a , b e c das tabelas pré-calculadas	256
B.9 – Coeficientes necessários ao cômputo dos fluxos integrados de Planck	259
C.1 - Equipment used for collecting radiation data during WETAMC/LBA campaign (6 to 20 February) in the forest (a) and pasture (b) sites	282
C.2 - Values of the cloud optical thickness used in the radiation model	284
C.3 - Values of the aerosol optical properties used in the radiation model	285
C.4 - Number of cases considering clear sky (a) and cloudy sky (b) conditions in the pasture site. Indicated are several days in February 1999 and different times of a day (local time is GMT minus 4 h)	286
C.5 - Same as Table 4, but for the forest site	287
C.6 - Correlation coefficients between the simulated fluxes and the observed data from LBA. ** indicates that the correlation coefficients are significant at 99% confidence level	288

LISTA DE SÍMBOLOS

Latinos

a	- raio médio da Terra ($6,371 \times 10^6$ m);
A_j	- cobertura fracional de nuvens da j-ésima secção.
b_2	- constante empírica ($4,03 \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-1}$);
B_v	- fluxo espectral de Planck (Wm^{-2});
c_2	- constante empírica ($-115,0 \text{ W m}^{-2}$);
C_v	- cobertura fracional de nuvens;
C_i	- cobertura fracional de nuvens em uma camada;
C_D	- coeficiente de arrasto;
C_{DL}	- coeficiente de arrasto para solo desnudo;
C_{DO}	- coeficiente de arrasto de referência (0,003);
C_{DOG}	- coeficiente de arrasto ponderado para o oceano, águas interiores e gelo;
C_{DV}	- coeficiente de arrasto ponderado para a vegetação;
C_{DW}	- coeficiente de arrasto para o oceano e águas interiores;
C_M	- nebulosidade média no Hemisfério;
C_p	- calor específico do ar seco à pressão constante ($1004,6 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$);
e_s	- pressão de saturação do vapor d'água ($\text{kg m}^{-1} \text{ s}^{-2}$);
e_2	- constante empírica (2,4445);
E	- evaporação ou evapotranspiração (cm ano^{-1});
E_b	- fluxo de vapor d'água do ar da folhagem para a atmosfera ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);
E_f	- fluxo de vapor d'água da folhagem para o ar da folhagem ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);
E_f^{WET}	- evapotranspiração potencial das folhas molhadas ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);
E_g	- evaporação à superfície do solo ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);
E_w	- evaporação da água interceptada pela folhagem ($\text{kg m}^{-2} \text{ s}^{-1}$);
f	- parâmetro de Coriolis (s^{-1});
f_2	- constante empírica ($70,7827 \text{ W m}^{-2}$);
f_g	- disponibilidade hídrica à superfície do solo;
f_{go}	- disponibilidade hídrica à superfície do oceano, gelo e águas interiores;
F_ϕ	- termo meridional de atrito (kg s^{-4});

F_λ	- termo zonal de atrito (kg s^{-4});
$F(p)$	- fluxo solar ou termal total em um dado nível de pressão (W m^{-2});
F^s	- saldo da irradiância total descendente sem absorção do O_2 e CO_2 em situação de céu sem nuvens (W m^{-2});
ΔF^\downarrow	- redução da irradiância descendente devido aos gases O_2 e CO_2 (W m^{-2});
ΔF_{mv}^s	- redução do saldo do fluxo solar descendente (W m^{-2});
g	- aceleração da gravidade ($9,8 \text{ ms}^{-2}$);
\bar{g}	- fator de assimetria;
$\Delta \hat{g}$	- função de distribuição-k (eq. 2.30 e 2.31);
h	- fator de escalonamento da temperatura
h_i	- função do vapor d'água do fluxo ponderado pela distribuição-k;
$H_{ao}(1)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à radiação solar (W m^{-2});
$H_{ao}(2)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à radiação termal (W m^{-2});
$H_{ao}(3)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à convecção de pequena escala (W m^{-2});
$H_{ao}(4)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à liberação de calor latente (W m^{-2});
$H_{av}(1)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à radiação solar, em áreas vegetadas e desérticas (W m^{-2});
$H_{av}(2)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à radiação termal, em áreas vegetadas e desérticas (W m^{-2});
$H_{av}(3)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à convecção de pequena escala, em áreas vegetadas e desérticas (W m^{-2});
$H_{av}(4)$	- taxa de aquecimento da atmosfera devida à liberação de calor latente, em áreas vegetadas e desérticas (W m^{-2});
$H_b(1)^\downarrow$	- fluxo de radiação solar para o ar da folhagem (W m^{-2});
$H_b(2)^\downarrow$	- fluxo de radiação termal para o ar da folhagem (W m^{-2});
$H_b(3)^\uparrow$	- fluxo de calor sensível para a atmosfera (W m^{-2});
$H_b(4)^\uparrow$	- fluxo de calor latente para a atmosfera (W m^{-2});
H_f	- fluxo de calor sensível das folhas para o ar da folhagem (W m^{-2});
$H_{sv}(1)^\downarrow$	- fluxo de radiação solar para a superfície do solo, em áreas com vegetação (W m^{-2});
$H_{sv}(2)^\downarrow$	- fluxo de radiação termal para a superfície do solo, em áreas com vegetação (W m^{-2});

- $H_{sv}(3) \downarrow$ - fluxo de calor sensível para a superfície do solo, em áreas com vegetação ($W m^{-2}$);
- $H_{sv}(4) \downarrow$ - fluxo de calor latente para a superfície do solo, em áreas com vegetação ($W m^{-2}$);
- $H_{sv}(5) \uparrow$ - fluxo de calor sensível da sub-superfície do solo, em áreas vegetadas ($W m^{-2}$);
- $H_{vd}(1) \downarrow$ - fluxo total de radiação solar à superfície terrestre, em áreas continentais vegetadas e desérticas, não cobertas por gelo ($W m^{-2}$);
- $H_{vd}(2) \downarrow$ - fluxo total de radiação termal à superfície terrestre, em áreas continentais vegetadas e desérticas, não cobertas por gelo ($W m^{-2}$);
- $H_{vd}(3) \downarrow$ - fluxo total de calor sensível à superfície terrestre, em áreas continentais vegetadas e desérticas, não cobertas por gelo ($W m^{-2}$);
- $H_{vd}(4) \uparrow$ - fluxo total de calor latente à superfície terrestre, em áreas continentais vegetadas e desérticas, não cobertas por gelo ($W m^{-2}$);
- $H_{vd}(5) \uparrow$ - fluxo total de calor sensível da sub-superfície do solo, em áreas continentais vegetadas e desérticas, não cobertas por gelo ($W m^{-2}$);
- $H_{so}(1) \downarrow$ - fluxo total de radiação solar à superfície terrestre, em áreas oceânicas, coberta por águas interiores, e por gelo ou neve ($W m^{-2}$);
- $H_{so}(2) \downarrow$ - fluxo total de radiação termal à superfície terrestre, em áreas oceânicas, coberta por águas interiores, e por gelo ou neve ($W m^{-2}$);
- $H_{so}(3) \downarrow$ - fluxo total de calor sensível à superfície terrestre, em áreas oceânicas, coberta por águas interiores, e por gelo ou neve ($W m^{-2}$);
- $H_{so}(4) \downarrow$ - fluxo total de calor latente à superfície terrestre, em áreas oceânicas, coberta por águas interiores, e por gelo ou neve ($W m^{-2}$);
- $H_{so}(5) \uparrow$ - fluxo total de calor sensível da sub-superfície do solo, em áreas oceânicas, coberta por águas interiores, e por gelo ou neve ($W m^{-2}$);
- k - coeficiente de absorção de um gás;
- k^c - coeficiente de absorção contínua de um gás;
- k_n - coeficiente de absorção para pressão e temperatura de referência (500 mb e 250 K);
- k_ν - coeficiente de absorção de um gás para o número de onda ν ;
- \bar{k} - coeficiente de absorção efetivo de um gás;
- k_{VK} - constante de Von Kármán (0,41);
- L - calor latente de evaporação ($2,275 \times 10^6 J kg^{-1}$);
- L_{SAI} - índice de área foliar, troncos e matéria vegetal morta;

L_w	- fração da área foliar coberta por água;
m	- coeficiente empírico fornecido na Tabela 2.4;
N	- nebulosidade média no cinturão de latitudes;
N_M	- nebulosidade média no hemisfério;
p	- pressão atmosférica ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
p_{eff}	- pressão atmosférica efetiva ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
p_r	- pressão atmosférica ao nível de referência ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
p_s	- pressão atmosférica à superfície ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
p_t	- pressão atmosférica no topo do modelo ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
P^*	= $p_s - p_t$ ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-2}$);
p_e	- pressão parcial do vapor d'água na atmosfera;
P	- precipitação (cm ano^{-1});
q_i	- massa específica do i-ésimo gás absorvedor;
\tilde{q}	- quantidade do gás absorvedor escalonada;
\hat{q}	- quantidade de vapor d'água de absorção contínua escalonada;
q	- aquecimento diabático ($\text{J kg}^{-1} \text{s}^{-1}$);
q_a	- razão de mistura do vapor d'água do ar à superfície;
q_{af}	- razão de mistura do vapor d'água do ar da folhagem;
q_{afs}	- razão de mistura do vapor d'água saturante à temperatura do ar da folhagem (T_{af});
q_{ao}	- razão de mistura do vapor d'água, sobre o oceano, gelo e águas interiores;
q_{aso}	- razão de mistura do vapor d'água saturante do ar (à temperatura T_{ao}), justaposto à superfície do oceano, gelo e águas interiores;
q_{so}	- razão de mistura do vapor d'água saturante do ar à temperatura (T_{so}) da superfície do oceano, gelo e águas interiores;
r''	- fração da evaporação devida à folhagem molhada;
r_a	- albedo da atmosfera (0,28);
r_f	- albedo da vegetação para radiação fotossinteticamente ativa;
r_{fIR}	- reflectância da vegetação para radiação de comprimento de onda igual ou superior a $0,7\mu\text{m}$;
r_{la}	- resistência à transferência de calor e umidade através da camada-limite laminar à superfície das folhas;

r_O	- albedo da superfície do oceano, águas interiores e gelo;
r_S	- albedo do solo desnudo (0,2);
$r_{S IR}$	- reflectância do solo para radiação de comprimento de onda igual ou superior a $0,7 \mu\text{m}$;
R	- constante dos gases para o ar seco ($287.04 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$);
R_A	- parâmetro de rajada à superfície (m s^{-1});
R_N	- saldo de radiação absorvido pela folhagem (W m^{-2});
$R \downarrow$	- reflectância na interface da sub-camada a e b , quando a radiação solar direta incide no topo da atmosfera;
R_a	- reflectância da radiação solar direta da sub-camada superior a ;
\overline{R}_a	- reflectância da radiação solar difusa da sub-camada inferior a , quando a radiação incide acima da camada;
$\overline{\overline{R}}_a$	- reflectância da radiação solar difusa da sub-camada inferior a , quando a radiação incide abaixo da camada;
R_b	- reflectância da radiação solar direta da sub-camada inferior b ;
\overline{R}_b	- reflectância da radiação solar difusa da sub-camada inferior b , quando a radiação incide acima da camada;
$\overline{\overline{R}}_b$	- reflectância da radiação solar difusa da sub-camada inferior b , quando a radiação incide abaixo da camada;
R_{ab}	- reflectância da radiação solar da camada, quando a esta é iluminada por cima;
\overline{R}_{ab}	- reflectância da radiação solar da camada inferior b , quando a radiação incide acima da camada;
$\overline{\overline{R}}_{ab}$	- reflectância da radiação solar da camada inferior b , quando a radiação incide abaixo da camada;
$R_{O \text{ ou } S}$	- radiação solar incidente no topo da atmosfera (W m^{-2});
S_o	- irradiância solar no topo da atmosfera ($= R_o \cos \theta_z$) (Wm^{-2});
$S_{\Delta\nu}$	- irradiância solar no topo da atmosfera em uma banda do espectro (Wm^{-2});
S_{o_2}	- irradiância solar no topo da atmosfera para cada região espectral do O_2 (Wm^{-2});
$T \uparrow$	- transmitância na interface da sub-camada a e b , quando a radiação solar direta incide no topo da atmosfera;
T_a	- transmitância da radiação solar direta da sub-camada superior a ;
\overline{T}_a	- transmitância da radiação solar difusa da sub-camada inferior a , quando

	a radiação incide acima da camada;
T_b	- transmitância da radiação solar direta da sub-camada inferior b ;
\bar{T}_b	- transmitância da radiação solar difusa da sub-camada inferior b , quando a radiação incide acima da camada;
T_{ab}	- transmitância da radiação solar da camada, quando a esta é iluminada por cima;
t	- tempo (s);
$T(w)$	- transmitância a quantidade de gás absorvedor (w);
T	- temperatura (K);
T_{eff}	- temperatura efetiva (K)
T_r	- temperatura de referência (K);
T_2	- temperatura da atmosfera à superfície isobárica de 500 hPa (K);
T_a	- temperatura do ar à superfície (K);
T_{af}	- temperatura do ar que permeia a folhagem (K);
T_{ao}	- temperatura do ar à superfície sobre água ou gelo (K);
T_D	- temperatura da sub-superfície (K);
T_{DH}	- temperatura à sub-superfície no oceano (K).
T_{DL}	- temperatura à sub-superfície na litosfera (K);
T_f	- temperatura à superfície das folhas (K);
T_j	- temperatura do ar no nível j ($j = 1, 2, 3$) do modelo (K);
T_S	- temperatura à superfície (K);
T_{SO}	- temperatura à superfície do oceano, águas interiores e gelo (K);
T_{SV}	- temperatura à superfície do solo (K);
u_v^g	- espessura ótica monocromática da mistura de gases absorvedores;
$u_{v,i}^g$	- espessura ótica monocromática do i -ésimo gás absorvedor;
u	- componente zonal da velocidade do ar ($m s^{-1}$);
v	- componente meridional da velocidade do ar ($m s^{-1}$);
V_a	- estimativa da velocidade do vento ao nível do anemômetro ($m s^{-1}$);
w	- quantidade do gás absorvedor.

Gregos

τ_a	- espessura ótica da camada;
τ_v^*	- transmitância espectral média de uma camada com nebulosidade à radiação termal;
τ^{CO_2}	- transmitância total devido a absorção do CO ₂ na banda de 15 μm ;
τ^{WV}	- transmitância devido a banda 3 do vapor d'água;
ν	- número de onda do espectro eletromagnético (cm^{-1});
λ	- comprimento de onda do espectro eletromagnético (μm);
γ	- absorvância atmosférica para radiação de termal (0,95);
σ	- coordenada vertical;
Φ	- geopotencial ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$);
Φ_S	- geopotencial da superfície ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$);
ϕ	- latitude;
θ_r	- temperatura potencial de referência (240 K);
θ	- temperatura potencial (K);
θ_z	- ângulo solar zenital;
ω	- transporte vertical de massa ($\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-3}$);
μ	- velocidade angular de fase dos turbilhões de grande escala (s^{-1});
Ω	- velocidade angular de rotação da Terra ($7,27 \times 10^{-5} \text{s}^{-1}$);
α	- volume específico do ar ($\text{kg}^{-1} \text{m}^3$);
α_1	- coeficientes fornecido na Tabela 2.4;
β_1	- coeficiente fornecido na Tabela 2.4;
$\mu_o ; \mu$	- inverso do cosseno do ângulo solar zenital;
$\bar{\mu}$	- fator de difusividade (1,66);
μ_2	- coeficiente de viscosidade turbulenta ao nível de 500 hPa (Pa s);
ρ_2	- densidade do ar ao nível de 500 hPa ($1,22 \text{kg m}^{-3}$);
ρ_s	- densidade do ar à superfície ($1,22 \text{kg m}^{-3}$);
χ	- opacidade da atmosfera à radiação solar (0,24);
ε_a	- emissividade térmica da atmosfera (0,95);
ε_f	- emissividade térmica da folhagem ($1 - \tau_{fIR}$);
ε_s	- emissividade térmica do solo desnudo ($1 - 2\tau_{sO}$);

ϵ_{SO}	- emissividade térmica da água e do gelo (1,0);
ζ_i	- fração da irradiância solar no topo da atmosfera terrestre na banda i ;
ν_1	- fator para radiação termal atmosférica descendente (1,29);
ν_2	- fator para radiação termal atmosférica ascendente (0,84);
ρ_a	- massa específica do ar seco ($1,2 \text{ kg m}^{-3}$);
σ_B	- constante de Stefan-Boltzman ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$);
σ_f	- fração da cobertura vegetal;
$\dot{\sigma}$	- componente vertical da velocidade do ar (s^{-1});
$\bar{\omega}$	- albedo de espalhamento simples
$(\bar{\quad})$	- média zonal;
(\prime)	- desvio em relação à média zonal;
$(\dot{\quad})$	- derivada temporal;

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AERONET	- Aerosol Robotic Network
AFGL	- Air Force Geophysics Laboratory
BATS	- Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme)
CCC	- Centro Climático Canadense
CFC	- CloroFluorCarbono
CPTEC	- Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
COLA	- Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CSU	- Universidade do Estado de Colorado
DAF	- Distribuição Angular Foliar
ECHAM	- Modelo de Circulação Geral do Instituto de Meteorologia Max-Planck
ERBE	- Earth Radiation Budget Experiment
FNS	- Fazenda Nossa Senhora Aparecida em Ouro Preto d'Oeste
GFDL	- Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GISS	- Goddard Institute for Space Studies
GLA	- Goddard Laboratory for Atmospheres
IAF	- Índice de Área Foliar
IBAMA	- Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais
INPE	- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPCC	- Intergovernmental Painel on Climate Change
IRCCM	- InterComparison of Radiation Codes para uso em modelos climáticos
ISBA	- Interactions Between Soil, Biosphere, Atmosphere Sciences
ISCCP	- International Satellite Cloud Climatology Project
LBA	- Large Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia
MBE	- Modelo de Balanço de Energia
MCG	- Modelo de Circulação Global
MED	- Modelo Estatístico Dinâmico
MRC	- Modelo Radiativo-Convectivo
MTR	- Modelo de Transferência Radiativa
NASA	- National Aeronautics and Space Administration
NCAR	- National Center for Atmospheric Research

NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NOAA	- National Oceanic and Atmospheric Administration
PAR	- Radiação Fotossinteticamente Ativa
RBJ	- Reserva Biológica de Jarú
REM	- Radiação Eletromagnética
SECHIBA	- Schématisation des Échanges hydriques à l'Interface entre la Biosphère et l' Atmosphère
SiB	- Simple Biosphere Model
TOGA-COARE	- Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment
WETAMC	- Campanha Atmosférica de Mesoescala Úmida
WMO	- World Meteorological Organization

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

O balanço das radiações solar e terrestre armazenadas no sistema terra-atmosfera é primordial na determinação do clima global. O gradiente latitudinal do saldo de radiação entre o equador e o pólo dirige as correntes atmosféricas, e essas, por sua vez, dirigem as correntes oceânicas, as quais são responsáveis pela transferência de energia necessária ao balanço do sistema. O ajuste deste balanço depende dos fluxos de energia, umidade, massa e momentum dentro do sistema climático global.

O Sol é a principal fonte de energia do sistema terrestre, e a temperatura radiativa de sua superfície encontra-se em torno de 5780 K. Por isto, o Sol apresenta a máxima emitância de energia dentro do espectro visível (no comprimento de onda próximo a $0,5\mu\text{m}$), sendo que a quantidade total do fluxo de energia solar radiante que atinge o topo da atmosfera terrestre equivale a 1367 Wm^{-2} . Cerca de 99% da radiação eletromagnética (REM) emitida pelo Sol encontra-se concentrada na região do espectro solar, que abrange a faixa espectral de $0,28$ à $4\mu\text{m}$. A energia solar que atinge a superfície terrestre é resultante das interações existentes entre a REM proveniente do Sol e o meio que esta atravessa. A Terra, por sua vez, também é considerada uma fonte natural e contínua de REM, sendo a emissão de energia termal situada na faixa do espectro infravermelho (comprimentos de onda maiores do que $4\mu\text{m}$). Com uma temperatura média em torno de 300 K, a Terra apresenta a máxima emissão de REM em torno de $9,7 \mu\text{m}$.

A distribuição espectral da radiação solar incidente na superfície terrestre (irradiância solar) é distinta da distribuição da radiação emitida pela Terra (emitância terrestre), o que possibilita o estudo em separado dos processos de transferência radiativa para estes dois tipos de radiação. As atenuações atmosféricas decorrentes dos processos físicos de transferência radiativa são dirigidas pela composição da atmosfera e da superfície terrestre. Em sua análise devem ser considerados os perfis dos gases absorvedores, albedo da superfície, nuvens e aerossóis. A Figura 1.1 apresenta os principais gases que interagem

com a radiação solar e com a radiação termal, também denominada de radiação infravermelha.

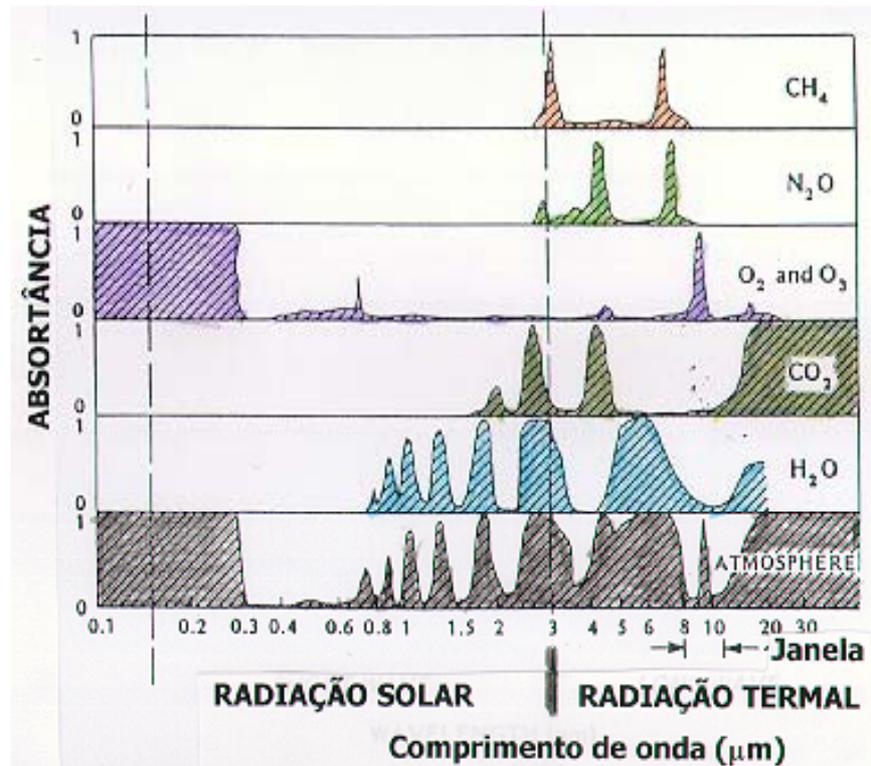


Fig. 1.1 – Absorção espectral dos principais gases que compõem a atmosfera.

FONTE: Adaptada de Fleagle e Businger (1980).

Os movimentos atmosféricos são causados, principalmente, pela radiação solar absorvida pela superfície terrestre e pela atmosfera, pois os processos radiativos influenciam diretamente tanto na dinâmica como na termodinâmica da atmosfera, através da geração de taxas de aquecimento/esfriamento, bem como da geração de saldos dos fluxos radiativos disponíveis na superfície. A REM interage com os processos dinâmicos através dos processos termodinâmicos, os quais estão inter-relacionados (Liou, 1992). Deste inter-relacionamento evidenciam-se: 1) os processos físicos de transferência radiativa são influenciados pela temperatura, uma vez que a emissão termal e os coeficientes de absorção são funções da temperatura; 2) a troca de fluxo radiativo produz aquecimento/esfriamento atmosférico afetando diretamente a taxa local da mudança de temperatura e indiretamente a velocidade vertical de cada camada atmosférica; 3) os campos de temperatura e de

velocidade vertical estão relacionados com os ventos horizontais de grande escala, que, por sua vez, também afetam a distribuição de temperatura, umidade e nuvens, e conseqüentemente, o clima.

Os modelos matemáticos que simulam o clima tentam representar o comportamento da atmosfera através da interação dos diversos elementos do sistema climático. Estes modelos são baseados no princípio de conservação de energia, massa e momentum. Por causa da complexidade das múltiplas interações não-lineares, os modelos necessitam de diversas parametrizações representativas desses processos. A simulação numérica é uma alternativa para se avaliar os eventuais impactos climáticos em decorrência da ação antropogênica.

Segundo Henderson-Sellers e McGuffie (1987), os modelos climáticos podem ser classificados em 4 classes básicas: modelo de balanço de energia (MBE); modelo radiativo-convectivo (MRC); modelo estatístico-dinâmico (MED); e modelo de circulação geral (MCG).

Os MBEs são modelos unidimensionais baseados em relações simples que calculam as variações de temperatura (ao nível do mar) com a latitude. Esses modelos têm a vantagem de permitir, para grandes intervalos de latitude, o cálculo do albedo da superfície, e a estimativa da sua dependência em relação à cobertura de gelo e neve, sendo, portanto, extensivamente utilizados no estudo do mecanismo de realimentação gelo/neve/albedo (Peng et al., 1982). Os MRCs são modelos unidimensionais que estimam, principalmente, o perfil vertical de temperatura (usualmente médio global). Eles têm a vantagem de permitir o cálculo dos efeitos radiativos com alto grau de precisão, sendo muito utilizados na compreensão do processo de armazenamento de calor em atmosferas planetárias, por possibilitar a avaliação dos efeitos de mudanças na constante solar e na composição atmosférica (Rennó et al., 1994a,b; Li et al., 1997). Os MEDs são modelos bidimensionais e incorporam as vantagens dos modelos MBEs e MRCs. Os MEDs incluem os processos dinâmicos (além dos termodinâmicos), levando em conta as variações latitudinais e verticais das variáveis atmosféricas, o que permite uma melhor modelagem dos mecanismos de realimentação em relação aos MBEs e MRCs. Outra vantagem dos MEDs é o fato de muitos aspectos do clima observado apresentarem características essencialmente zonais (Mac Craken e Ghan, 1988). Os MEDs são computacionalmente econômicos e

muito úteis em estudos de mudanças climáticas de longo prazo, principalmente quando um grande número de experimentos é necessário.

Os MCGs são modelos tridimensionais, mais completos, que apresentam altas resoluções horizontal e vertical. Os MCGs incluem diversos processos físicos, sendo calculadas simultaneamente as componentes do ciclo hidrológico, transferência radiativa, processos da camada limite, processos dinâmicos e temperatura da superfície (Schneider e Dickinson, 1974). Estes modelos são hábeis em simular os aspectos de grande escala da atmosfera, ou seja, em simular a circulação geral da atmosfera sobre um longo período de tempo, onde os fenômenos na escala da sub-grade são parametrizados ou tratados estatisticamente e, em uma resolução maior, tratados explicitamente. A utilização dos MCGs possibilita uma compreensão mais profunda sobre as interações causadas pelos mecanismos dinâmicos de grande escala com aqueles associados à camada limite planetária, especialmente aqueles influenciados pelos oceanos e vegetação na superfície.

Os MCGs têm sido utilizados com frequência para o estudo dos processos físicos associados com a vegetação, com ênfase especial na investigação do papel desta na modificação da umidade na superfície e dos fluxos de energia. O elemento da biosfera que interage significativamente com a atmosfera e influencia o clima é a cobertura vegetal. Estudos e observações realizados por Shukla et al. (1990), Nobre et al. (1991) e Henderson-Sellers (1990) indicaram que a existência e a variação espacial e temporal da vegetação sobre o continente interferem na manutenção e na mudança do clima global. A interação entre a vegetação e o clima é evidenciada pelas mudanças naturais que ocorrem na vegetação, num período que varia de sazonal a milhares de anos. Esta interação é decorrente de mudanças na temperatura, na radiação, na precipitação e no armazenamento de nutrientes no solo. Estas alterações acarretam modificações no albedo, na rugosidade, na evapotranspiração e na hidrologia referentes à superfície que, por sua vez, influenciam o clima. Estas modificações na superfície afetam a troca de energia, massa e momentum entre a superfície e a atmosfera. Além disso, a vegetação desempenha um papel crucial na variação sazonal do ciclo hidrológico (Varejão-Silva et al., 1998), e na variação da concentração de CO₂ (IPCC94, IPCC95, IPCC2000, IPCC2001). Portanto, os modelos atmosféricos acoplados a modelos da biosfera são de extrema importância para a simulação

mais realista do clima, principalmente, para um período mais longo do que décadas (Zhang, 1994).

Os modelos atmosféricos acoplados com modelos de biosfera como o Simple Biosphere Model (SiB) desenvolvido por Sellers et al.(1986), o Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) desenvolvido por Dickinson et al. (1986), e o Interactions Between Soil, Biosphere, Atmosphere Sciences (ISBA) desenvolvido por Noilhan e Planton (1989), têm sido muito úteis na condução de experimentos numéricos que simulam a resposta do clima às modificações da cobertura vegetal. Estes modelos têm sido muito utilizados para estudar os efeitos de desmatamento de florestas tropicais no clima, como o da bacia Amazônica (como por exemplo: Dickinson e Henderson-Sellers, 1988; Sud et al., 1990; Nobre et al., 1991; Henderson-Sellers et al, 1993; Polcher e Laval, 1994a,b; Manzi e Planton, 1996; Lean et al., 1996; Lean e Rowntree, 1997, 1999). Estes modelos também têm sido aplicados no estudo do papel da distribuição de chuvas no deserto do Sahara e Oeste da Africa (como por exemplo: Sud et al., 1990; Xue e Shukla, 1993 e Zeng e Eltahir, 1998). Estes estudos mostraram que as condições climáticas de grande escala e longo prazo são sensíveis às condições de superfície que controlam a evapotranspiração.

Num sistema tão complexo como o clima, dependendo da natureza, localização e tamanho inicial da perturbação, uma anomalia em uma parte do sistema pode desencadear uma série de ajustamentos do sistema climático. Portanto, a análise do efeito de um processo individual não é tão direta em um MCG, principalmente por causa das inter-relações existentes entre as várias parametrizações dos processos físicos envolvidos. Outro problema a ser considerado é que as simulações climáticas em um MCG consomem muito tempo computacional, o que as torna computacionalmente dispendiosas. A dificuldade de se avaliar a relação causa/efeito mostra a importância de modelos de menor hierarquia, ou menor grau de liberdade, onde a compreensão dessa relação é mais simples de ser analisada.

Efetivamente, Nobre (1994), ao analisar 10 trabalhos de MCGs sobre desmatamento Amazônico desenvolvidos entre 1984 e 1994, verificou que os resultados eram muito diferentes entre si. Provavelmente, a causa de tais diferenças estaria associado às distintas parametrizações dos processos físicos utilizadas. Também verificou, ao analisar as

tendências das variáveis meteorológicas simuladas, que estas também não coincidiam, concluindo que muitos aperfeiçoamentos deverão ocorrer até que as simulações numéricas venham a produzir resultados mais coerentes e confiáveis. Lean e Rowntree (1997), utilizando MCG com características do solo e da vegetação explicitadas, realizaram experimentos para estudar o desmatamento da Amazônia e compararam seus resultados com os mais recentes estudos de MCGs provenientes deste tipo de experimento. Nesta comparação foram verificados diferentes resultados em muitos aspectos, os quais reforçam as conclusões de Nobre (1994). Estes trabalhos motivam o desenvolvimento de modelos de menor hierarquia, visando buscar melhor compreensão sobre a física das parametrizações envolvidas nos processos que afetam o clima.

Warren e Schneider (1979) verificaram incertezas nos modelos unidimensionais, pois demonstraram que quando os coeficientes utilizados na parametrização dos fluxos de radiação solar e termal eram determinados empiricamente, os MBEs tornavam-se altamente incertos, comprometendo a sensibilidade e a estabilidade dos modelos, principalmente pela simulação da transição da cobertura de gelo na terra ser rápida. No caso de MRC a exclusão de coordenadas horizontais torna difícil a inclusão de mecanismos de realimentação que apresentem dependência latitudinal, e, dependendo do seu grau de importância, os resultados quantitativos ficam sujeitos às indagações. Neste sentido, os MEDs são úteis por possibilitarem a inclusão explícita e sofisticada dos mais importantes processos físicos intervenientes. Além disso, em relação aos MCGs, estes modelos necessitam de menor tempo de processamento, e permitem verificar mais facilmente as relações causa/efeito (Varejão-Silva et al., 1998). A diferença fundamental entre os MCGs e os MEDs é que todas as variáveis de interesse nos MEDs são valores médios zonais (Liou, 1992).

Modelos climáticos mais simples, tais como os MEDs, têm sido amplamente utilizados no estudo de mudanças climáticas associadas a alterações na superfície terrestre. Os primeiros estudos de modelagem climática utilizando um MED, sem o ciclo hidrológico, com o objetivo de verificar a interferência da vegetação na dinâmica da atmosfera, foram realizados por Charney (1975), Potter et al. (1975) e Elsaesser et al. (1976). Charney (1975) avaliou a influência da vegetação no escoamento atmosférico para a região do Saara, com a simulação da vegetação realizada através da análise de dois diferentes albedos

(albedo representativo de regiões desérticas (0,35) e vegetadas (0,14)). Ele concluiu que o aumento do albedo implicava em uma realimentação positiva na desertificação, ou seja, em reduções na temperatura de superfície e no saldo de radiação, favorecendo a subsidência e perpetuando as condições de desertificação. Potter et al. (1975) e Elsaesser et al. (1976), ao modificarem as condições de albedo de superfície, estudaram, respectivamente, os efeitos de desmatamento e desertificação de florestas tropicais. O desmatamento provocou o enfraquecimento da célula de Hadley, e a desertificação provocou reduções na radiação absorvida pela superfície, na evaporação, na temperatura da superfície e na precipitação da região. Nestes trabalhos, as alterações no estado geobotânico da região perturbada foram realizadas somente através da mudança do albedo da superfície, não tendo sido considerado o papel da biosfera no clima, relacionado com as variações de evapotranspiração.

Como o albedo e a disponibilidade de água na superfície são considerados as variáveis de estado da superfície que mais interagem com o clima, Gutman et al. (1984) os consideraram como representativos do estado geobotânico da superfície. Neste estudo, o estado geobotânico foi parametrizado como função do índice radiativo de seca (razão entre o balanço de radiação anual e a precipitação anual). Eles implementaram esta parametrização do estado geobotânico em um MED hemisférico quase-geostrófico considerando somente o Hemisfério Norte. O modelo foi capaz de reproduzir o clima presente e as zonas geobotânicas para o Hemisfério Norte. Este modelo foi utilizado por Gutman (1984) para conduzir experimentos que consideraram modificações na superfície terrestre, tais como irrigação, desmatamento e desertificação. Ele verificou que as mudanças na evapotranspiração eram muito mais significativas do que as alterações no albedo, sendo, portanto, predominante na regulação da temperatura da superfície.

Franchito e Rao (1992) incluíram em um MED global de equações primitivas, os mecanismos de bio-realimentação de forma similar ao estudo realizado por Gutman et al. (1984), possibilitando o estudo dos mecanismos de bio-realimentação em ambos os hemisférios. O clima médio zonal e as zonas geobotânicas foram bem simuladas em ambos os hemisférios e os resultados dos experimentos referentes aos efeitos do desmatamento, desertificação e irrigação, foram semelhantes aos de Gutman (1984). Contudo, notaram que

as maiores mudanças ocorreram no Hemisfério Norte, devido à fração continental ser maior neste hemisfério.

Nos trabalhos de Gutman et al. (1984) e de Franchito e Rao (1992), o estado geobotânico foi considerado de maneira simples. Como a vegetação interage fortemente com a atmosfera, principalmente por exercer um eficiente papel como fonte de umidade, a inclusão de parametrizações mais realistas dos processos fisiológicos e morfológicos que controlam a liberação de vapor d'água pela vegetação, é essencial para uma melhor representação da evapotranspiração dentro de modelos climáticos. Modelos de interação biosfera-atmosfera, tais como BATS, SIB e ISBA, embora mais simples que a biosfera-atmosfera real, são baseados em simplificações que sugerem um tratamento mais adequado dos processos de superfície em um modelo climático. Estes modelos foram desenvolvidos, originalmente, para MCGs. Contudo, o acoplamento de tais modelos de biosfera em MEDs, é, também, muito útil em estudos da interação entre vegetação e o clima, pois nos MEDs as análises são muito simplificadas e auxiliam na identificação dos mecanismos biogeofísicos (Varejão-Silva et al., 1998).

Um modelo sofisticado de vegetação, útil para ser acoplado a um MED, foi proposto por Zhang (1994). Neste modelo, as equações e relações do esquema do BATS foram usadas na forma original, ou com algumas modificações, para o acoplamento com as equações dos fluxos de energia e umidade do MED de Saltzman e Vernekar (1971). O modelo de Zhang (1994) foi esquematizado de forma que o modelo da biosfera e o modelo da atmosfera fossem avaliados independentemente. Em cada processamento computacional do modelo de vegetação, foi suposto que somente um tipo de vegetação era comum a todo o cinturão de latitude, e as variáveis da atmosfera necessárias a este modelo foram prescritas.

Recentemente, Varejão-Silva et al. (1998) acoplaram o modelo de biosfera proposto por Zhang (1994) ao MED de Franchito e Rao (1992). Neste estudo, os modelos atmosfera-vegetação foram processados acopladamente para estudar os efeitos de alterações na superfície da terra, tais como desmatamento e desertificação. Em geral, os resultados foram similares àqueles obtidos por Franchito e Rao (1992), porém com evidentes melhoramentos na simulação da precipitação e do vento zonal em 250hPa. O bom desempenho na precipitação deveu-se, principalmente, à melhor parametrização da evapotranspiração.

Tanto na simulação de desmatamento para o cinturão equatorial (10°N-10°S), como na simulação de desertificação (20°N-0), comprovou-se que o efeito da redução da evapotranspiração foi maior do que o efeito do aumento do albedo nas regiões desmatadas e desertificadas, fato que é consistente com os resultados obtidos por Gutman (1984) e Franchito e Rao (1992). Contudo, diferentemente destes trabalhos anteriores, foi permitido considerar as frações de cada tipo de vegetação dentro da fração de continente presente em cada cinturão de latitude.

No modelo de Varejão-Silva et al. (1998) as componentes do aquecimento da superfície, como os saldos de radiação solar e termal, foram baseadas em parametrizações muito simples (Saltzman e Vernekar, 1971), contudo, incluindo os efeitos da vegetação. Os processos de transferência radiativa foram tratados de forma muito simples, onde tanto o albedo da superfície e a opacidade da atmosfera, como a emissividade da superfície e da atmosfera, foram tomados constantes para cada cinturão de latitude, portanto, não sendo considerados os efeitos dos gases absorvedores separadamente. A introdução de uma parametrização mais detalhada dos processos de transferência radiativa neste MED permitiria uma melhor caracterização da atmosfera média zonal, possibilitando uma representação mais realística das tendências e sensibilidade climáticas. Portanto, seria primordial no estudo da interação biosfera-atmosfera uma boa estimativa da radiação solar fotossinteticamente ativa incidente na superfície. Além disso, esta melhoria permitiria a realização de vários tipos de testes de sensibilidade do clima, bem como possibilitaria o estudo de mudanças climáticas relacionadas às variações dos principais gases atmosféricos radiativamente ativos.

O trabalho desenvolvido por Franchito et al. (1998) mostraram que a implementação de uma melhor parametrização dos processos físicos de transferência radiativa no MED desenvolvido por Franchito e Rao (1992) (no qual o MED de Varejão-Silva et al. (1998) foi baseado) conduziram a melhores resultados do clima médio anual e do clima médio zonal sazonal. A nova parametrização da estimativa dos fluxos radiativos espelhou-se na metodologia de transferência radiativa proposta por Jentsch (1991). Nesta, a parametrização do fluxo de radiação solar é baseada em Lacis e Hansen (1974), onde o vapor d'água é o único gás considerado na absorção atmosférica. A parametrização da transmitância

atmosférica é ponderada pelas frações de céu limpo e encoberto, sendo que a reflectância das nuvens é função apenas do ângulo solar zenital, conforme proposição de Cess (1976). Na parametrização do fluxo de radiação terrestre foram considerados como gases atmosféricos absorvedores somente o vapor d'água e o dióxido de carbono. A transmissividade atmosférica à radiação infravermelha depende das concentrações destes gases na atmosfera, da fração de cobertura de nuvens, e da altura do topo e da base das nuvens. Naquele trabalho é assumido que a emissividade da atmosfera é função apenas da pressão do vapor d'água próximo da superfície, e a umidade específica é função apenas da temperatura da superfície.

O modelo de transferência radiativa usado por Franchito et al. (1998) pode ser aprimorado com a inclusão de parametrização de outros gases-estufa absorvedores da radiação solar e da radiação terrestre. Estudos recentes têm indicado um declínio na concentração de ozônio estratosférico durante estas duas últimas décadas (Bintanja, 1996) e, como o ozônio é um dos principais gases do efeito estufa por ter um papel importante no armazenamento da radiação solar e termal na atmosfera, uma mudança em sua concentração pode afetar consideravelmente a estrutura termal e dinâmica da atmosfera.

Bintanja et al. (1997) desenvolveram uma parametrização específica para modelos climáticos médios zonais, com a qual obtêm-se, respectivamente, os fluxos radiativos na superfície e no topo da atmosfera. A ênfase deste trabalho é o estudo da interação do ozônio com a REM. Verificaram que as conseqüências climáticas podem ser ocasionadas, não somente por uma mudança na concentração total de ozônio, mas também por uma mudança na distribuição vertical deste gás. Notaram que o decréscimo da concentração de O₃ na baixa estratosfera ocasionava um esfriamento local, devido principalmente à diminuição da absorção da radiação solar, especialmente nas regiões de verão polar e sub-polar. Verificaram que uma redução uniforme do ozônio na baixa estratosfera resultava num esfriamento médio global de 3,5°C na baixa estratosfera, sendo o máximo esfriamento observado nos trópicos; e um esfriamento de 0,46°C na superfície, com o máximo esfriamento observado no inverno polar. Observaram que o aumento do O₃ troposférico acentuava o efeito estufa, ocasionando um aumento da temperatura do ar na superfície, em especial nas regiões polares, e ocasionava uma diminuição nas temperaturas estratosféricas.

Também evidenciaram que os mecanismos de realimentação albedo-temperatura foram mais fortes no caso de perturbações causadas nas concentrações de O₃ troposférico e O₃ da baixa estratosfera do que, por exemplo, no caso do efeito causado pela duplicação de CO₂. Bitanja et al. (1997) concluíram que os fluxos de radiação solar e de radiação termal, obtidos através de sua parametrização, devem ser aplicados somente em modelos climáticos médios zonais que tratam a atmosfera como uma única camada.

Os trabalhos de modelagem da transferência radiativa desenvolvidos por Chou (1990, 1992), Chou et al. (1991) e Chou e Suarez (1994, 1999) representam de maneira precisa e computacionalmente eficiente os processos radiativos da atmosfera. Esta modelagem tem sido aplicada em vários modelos atmosféricos de circulação geral, de mesoescala, e de nuvens no Goddard Laboratory for Atmospheric Science (GLAS). O esquema é tridimensional e é baseado na parametrização de banda larga da radiação solar e da radiação termal, onde se considera a atenuação da REM pelos principais gases-estufa, por nuvens e por aerossóis. Os resultados obtidos através de sua metodologia foram comparados com modelos de alta resolução espectral (Stammes et al., 1988), e apresentaram pequenas diferenças.

A metodologia de transferência radiativa da radiação termal de Chou e Suarez (1994) é baseada no trabalho de Chou et al. (1991), onde os processos radiativos foram baseados na parametrização da função de transmissão do gás difuso influenciado pelo termo fonte, considerado como corpo negro de Planck para cada camada. A transmissão do vapor d'água baseou-se no estudo de Chou (1984), que considera as linhas de absorção e absorção contínua do gás. A transmissão do dióxido de carbono foi baseada no trabalho de Chou (1990), cuja absorção é avaliada na banda central e em regiões da extremidade da banda. A modelagem da transmissão de ozônio foi baseada no trabalho desenvolvido por Chou e Kouvaris (1986). Nesta metodologia de transferência radiativa da radiação termal também foram considerados os efeitos das absorções do metano, óxido nitroso e CFCs (11e12) e HCFC-22.

O modelo de transferência radiativa (MTR) na faixa do espectro solar de Chou e Suarez (1999) é baseado nos trabalhos de Chou (1992) e Chou e Lee (1996), de tal forma que, dependendo da natureza da absorção, diferentes aproximações são aplicadas. O aspecto

especial deste modelo é o fato da absorção ser avaliada para um número muito menor de bandas do que em modelos de alta resolução. A radiação solar é absorvida, principalmente, pelo vapor d'água e ozônio (Chou, 1992), mas também é considerada a absorção devido aos gases oxigênio e dióxido de carbono (Chou, 1990). Embora o O₂ e CO₂ tenham um efeito de absorção menor do que 1%, eles são importantes no estudo do clima, pois coletivamente contribuem para o aquecimento da atmosfera em aproximadamente 10%. Neste esquema também são considerados o espalhamento de Rayleigh, a reflectância espectral da superfície, e a absortância e a reflectância espectrais de nuvens e de aerossóis, para as situações de céu variando de limpo a encoberto. Chou e Suarez (1999), ao incorporarem as bandas de absorção secundárias do O₃ e do vapor d'água no cômputo da irradiância na superfície e do aquecimento da atmosfera, mostraram que estas absorções secundárias também devem ser consideradas no estudo do clima.

No presente trabalho propõe-se implementar no MED com vegetação acoplada, desenvolvido por Varejão-Silva et al. (1998), uma parametrização mais detalhada da radiação atmosférica levando-se em conta os principais gases absorvedores e permitindo-se a discretização da radiação fotossinteticamente ativa na estimativa dos fluxos de radiação solar. Com a nova parametrização da radiação serão realizados experimentos de sensibilidade relacionados com a variação de parâmetros radiativos, bem como mudanças na composição da atmosfera. O novo MED será usado para conduzir experimentos de mudanças climáticas contendo alterações na superfície, tais como o desmatamento e a queima de biomassa, atentando-se para os efeitos da inclusão da nova parametrização da radiação nos resultados obtidos. O método de transferência radiativa será baseado na metodologia de Chou (1990, 1992), Chou et al. (1991) e Chou e Suarez (1994, 1999), na qual são considerados os efeitos da atenuação dos principais gases do efeito estufa radiativamente ativos, como vapor d'água, ozônio, gás carbônico e oxigênio.

Os objetivos principais deste trabalho, portanto, são:

- Implantar uma parametrização mais detalhada dos processos de transferência radiativa (Chou e Suarez, 1994, 1999) no MED com vegetação acoplada (Varejão-Silva et al., 1998);

- Avaliar os modelos de transferência radiativa para regiões com características vegetadas diferentes. Validar as simulações das grandezas radiométricas com os dados de verdade-terrestre obtidos na Campanha Atmosférica de Mesoescala Úmida no âmbito do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (WETAMC/LBA) de 1999;
- Validar a nova versão do MED, comparando-se as características atmosféricas médias zonais anuais simuladas pelo modelo com aquelas contidas nos dados de reanálises realizadas pelo National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) e com os dados de rodada longa do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos / Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (CPTEC/COLA);
- Estudar os efeitos de alteração no estado da superfície terrestre provocados por ações antropogênicas no uso da terra, tais como desflorestamento e queima de biomassa, com a nova versão do MED; e
- Investigar os efeitos no clima de possíveis mudanças da composição atmosférica, como a duplicação e a quadruplicação da concentração de CO₂, e as projeções extremas previstas para 2100 das concentrações de CO₂ e CH₄, e das concentrações de CO₂, CH₄, N₂O, e O₃ troposférico.

No Capítulo 2 são apresentados o MED com parametrização explícita de vegetação (Varejão-Silva et al., 1998), o modelo de radiação e as formulações para o cálculo dos fluxos ascendentes e descendentes da radiação solar e termal, e o acoplamento das parametrizações dos processos de transferência radiativa ao MED com vegetação. O detalhamento da metodologia empregada no MED de Varejão-Silva et al. (1998) é apresentado no Apêndice A, e o detalhamento dos MTRs de Chou e Suarez (1994, 1999) é abordado no Apêndice B. No Capítulo 3 são apresentadas as validações dos MTRs solar e termal para dois sítios experimentais de Rondônia com vegetação representativa de pastagem e de floresta. No Capítulo 4 são apresentadas as características médias zonais anuais do clima, simuladas pela nova versão do MED, e suas comparações em relação aos dados de reanálise. No Capítulo 5 apresentam-se os experimentos de sensibilidade do clima

quanto a variações na superfície e nos gases atmosféricos radiativamente ativos. No Capítulo 6 apresentam-se um sumário, as conclusões do estudo desenvolvido, as sugestões para futuros melhoramentos nos parâmetros de entrada dos MTRs, e as recomendações para melhoria do MED. No Apêndice C é apresentado o trabalho “ Simulations with a radiation model and comparisons with LBA data sets”, que foi encaminhamento para a edição especial sobre o LBA do Journal of Geophysical Research.

CAPÍTULO 2

ACOPLAMENTO DO MODELO DE RADIAÇÃO AO MED DE MÉDIA ZONAL COM PARAMETRIZAÇÃO EXPLÍCITA DA VEGETAÇÃO

Neste capítulo é apresentado o acoplamento de uma parametrização mais sofisticada dos processos de transferência radiativa em um modelo atmosférico global de média zonal com vegetação incluída. Modelos matemáticos do clima que tratam a vegetação são essenciais para a melhor caracterização do clima, pois a vegetação desempenha um papel fundamental no aquecimento diabático da atmosfera, atuando, assim, como um elemento interativo do sistema climático. Uma boa representação dos processos radiativos é fundamental para uma melhor representação dos balanços de energia entre os elementos do sistema climático, principalmente para uma melhor representação das interações espectrais entre a vegetação e a radiação.

São incorporados no MED global de Varejão-Silva et al. (1998), que apresenta um modelo de vegetação acoplada ao modelo atmosférico, os modelos de transferência radiativa na faixa do espectro solar de Chou e Suarez (1999) e na faixa do espectro termal de Chou e Suarez (1994). Ambas as parametrizações do processo de transferência radiativa consideram a influência dos principais gases do efeito estufa radiativamente ativos no cálculo da transmitância atmosférica.

2.1 – MODELO ESTATÍSTICO DINÂMICO

O modelo dinâmico médio zonal desenvolvido por Varejão-Silva et al. (1998) é baseado no modelo global de equações primitivas desenvolvido por Franchito e Rao (1992), com modificações nas parametrizações dos fluxos de energia e de umidade na superfície e na atmosfera, necessárias para a realização do acoplamento do modelo de vegetação. As formulações das componentes de aquecimento da superfície, como os saldos de radiação solar e de radiação termal, foram baseadas nas parametrizações simplificadas de Saltzman e Vernekar (1971).

Neste item é feita uma descrição sucinta do MED de Varejão-Silva et al. (1998), sendo apresentada no Apêndice A uma descrição detalhada deste modelo.

O modelo de atmosfera de Franchito e Rao (1992) é baseado na formulação de Taylor (1980) e inclui o ciclo hidrológico. Este modelo dinâmico de atmosfera a considera composta por duas camadas atmosféricas (da superfície até 500 hPa e de 500 hPa até o topo da atmosfera) e por uma camada sub-superfície com temperatura fixa para cada faixa de latitude. Este modelo dinâmico também inclui as parametrizações de fricção, de turbilhões de larga escala, e de aquecimento diabático.

Na parametrização do aquecimento diabático, Varejão-Silva et al. (1998) consideram separadamente a fração de cinturão de latitude coberta por terra (solo exposto e vegetação) e a fração restante, cujas superfícies são os oceanos, as águas interiores, e o gelo ou a neve presentes no cinturão de latitude. Na parte do cinturão de latitude coberta por terra é considerado o efeito de vegetação, segundo o modelo de biosfera de Zhang (1994), o qual é baseado no esquema BATS. Este esquema representa os processos existentes entre a superfície e o solo, sendo dada ênfase ao tratamento dos parâmetros morfológicos e biofísicos da vegetação que influenciam os fluxos de energia e umidade da superfície. Para o restante do cinturão de latitude, Varejão-Silva et al. (1998) usaram parametrizações similares às do esquema BATS, mas considerando os efeitos dos outros tipos de superfície.

Para o cálculo dos balanços de energia e umidade, o MED de Varejão-Silva et al. (1998) apresenta diferentes domínios de acordo com a região do cinturão de latitude analisada. Nas frações de superfície continental cobertas por vegetação ou por solo exposto assume-se a existência de 4 domínios compostos por uma camada sub-superfície, uma camada de folhagem, uma camada do ar da folhagem, e uma camada atmosférica, sendo esta última subdividida em duas camadas (do dossel até 500 hPa, e de 500 hPa até o topo da atmosfera). Para a fração correspondente a superfícies oceânicas, de águas interiores, de gelo ou neve, é assumido a existência de 3 domínios compostos por uma camada sub-superfície, uma camada de ar adjacente à superfície e, acima desta, uma

camada atmosférica, a qual também é subdividida em duas camadas (do topo da camada de ar adjacente à superfície até 500 hPa, e de 500 hPa até o topo da atmosfera).

A fração continental coberta por vegetação ou solo exposto envolve parametrizações de balanço de energia na superfície e na folhagem, e balanços de energia e de umidade no ar da folhagem. Na fração composta por oceano, águas interiores, de gelo ou neve são realizadas parametrizações do balanço de energia na superfície e no ar próximo à superfície, sendo o fluxo de vapor d'água da superfície balanceado pelo fluxo de vapor d'água na atmosfera. Assim, os fluxos de energia na superfície e na atmosfera são calculados separadamente para a fração de terra e para a fração restante no cinturão de latitude. Nas parametrizações dos fluxos atmosféricos e de superfície para a fração de superfície continental coberta por vegetação ou por solo exposto, no MED de Varejão-Silva et al. (1998) foram consideradas a inclusão dos vários tipos de vegetação coexistindo no mesmo cinturão de latitude. Assim, nos valores médios de variáveis, tais como o coeficiente de arrasto, índice de área foliar, etc, na fração continental levou-se em conta a média ponderada das variáveis características de cada tipo de vegetação, atribuindo-se um peso proporcional às quantidades dos tipos de vegetação presentes no cinturão de latitudes. Para as demais áreas da superfície terrestre foram desenvolvidas novas parametrizações dos fluxos de energia compatíveis com o modelo de vegetação. Esta compatibilidade é necessária devido ao modelo atmosférico considerar as médias zonais em cada cinturão de latitude.

As componentes do aquecimento médio zonal da superfície são descritas pelos fluxos médios zonais das radiações solar e termal, e pelos fluxos de calor sensível, de calor latente e de calor sub-superfície. As componentes do aquecimento da atmosfera são descritas pelos fluxos do dossel e do ar justaposto à superfície coberta por oceano, águas interiores, e gelo ou neve, ou seja, fluxos médios zonais das radiações solar e termal, e fluxos de calor sensível e de calor latente. Os valores médios das variáveis envolvidas em todos os processos deste MED foram ponderados, considerando-se como pesos as frações das respectivas áreas para cada tipo predominante de cobertura em cada cinturão de latitude.

No MED de Varejão-Silva et al. (1998) os processos de transferência radiativa referentes aos espectros solar e termal foram tratados de forma muito simples, em que a refletância espectral não incorpora a faixa espectral da região infravermelha do espectro solar. Ademais, a opacidade da atmosfera, em ambas as faixas espectrais, é considerada como constante para cada cinturão de latitude. Portanto, não são considerados no processo de transferência radiativa, nenhum gás em particular. As formulações matemáticas dos fluxos radiativos tratados no MED de Varejão-Silva et al. (1998) são apresentadas na Tabela 2.1.

TABELA 2.1 – PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS DE RADIAÇÃO SOLAR E RADIAÇÃO TERMAL NA FRAÇÃO DE SUPERFÍCIE COBERTA POR VEGETAÇÃO E SOLO EXPOSTO E NA FRAÇÃO RESTANTE DO CINTURÃO DE LATITUDE

Índices 1 e 2 correspondem às radiações solar e termal, respectivamente.

PARAMETRIZAÇÕES DOS FLUXOS RADIATIVOS MÉDIOS ZONAIS	
Na interface entre a superfície de terra e o ar acima dele	Na interface entre as demais superfícies e o ar acima dele
$H_{sv}(1)\downarrow$	$R_o(1 - \sigma_f)(1 - \chi)(1 - r_s)(1 - r_a)$
$H_{sv}(2)\downarrow$	$\bar{R}_o(1 - \chi)(1 - \bar{r}_a)(1 - \bar{r}_{so})$
$H_{sv}(2)\downarrow$	$\sigma_B \left[\frac{(1 - \sigma_f)(v_1 T_2^4 - T_{sv}^4)/(\epsilon_a^{-1} + \epsilon_s^{-1} - 1) + \sigma_f(v_1 T_f^4 - T_{sv}^4)/(\epsilon_f^{-1} + \epsilon_s^{-1} - 1)}{\sigma_f(v_1 T_f^4 - T_{sv}^4)/(\epsilon_f^{-1} + \epsilon_s^{-1} - 1)} \right]$
$H_{sv}(2)\downarrow$	$\sigma_B (v_1 \bar{T}_2^4 - \bar{T}_{so}^4)/(\epsilon_a^{-1} + \epsilon_{so}^{-1} - 1)$
No topo da camada de ar da folhagem	Fluxos atmosféricos sobre as superfícies Oceânica, gelo/neve e águas interiores
$H_b(1)\downarrow$	$R_o \sigma_f(1 - \chi)(1 - r_a)(1 - r_f)$
$H_b(2)\downarrow$	$\chi(1 - \bar{r}_a) \bar{R}_o$
$H_b(2)\downarrow$	$\sigma_B \sigma_f \left[\frac{(T_{sv}^4 - T_f^4)/(\epsilon_s^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1) + (v_1 T_2^4 - T_f^4)/(\epsilon_a^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1)}{(v_1 T_2^4 - T_f^4)/(\epsilon_a^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1)} \right]$
$H_b(2)\downarrow$	$\sigma_B \left[\gamma \bar{T}_{so}^4 - (v_1 + v_2) \bar{T}_2^4 \right]$

FONTE: Adaptada de Varejão-Silva et al. (1998).

Nestas equações a irradiância no topo da atmosfera é definida por R_o ; χ e r_a correspondem, respectivamente, à opacidade e ao albedo da atmosfera; r_s e r_f são, respectivamente, os albedos do solo e da vegetação para radiação fotossinteticamente ativa (PAR); ε_a , $\varepsilon_s (=1-2r_s)$ e $\varepsilon_f (=1-r_{sIR})$ são, respectivamente, a emissividade da atmosfera, da superfície e da folhagem, onde r_{sIR} é a reflectância espectral na faixa do espectro infravermelho; \bar{r}_{so} e ε_{so} são, respectivamente, o albedo e a emissividade médios da superfície coberta por oceano, água interiores, gelo e neve; σ_f representa a fração de superfície do solo coberta por vegetação; γ é a absorptância atmosférica para a radiação termal; ν_1 e ν_2 são os fatores correspondente à radiação termal atmosférica descendente e ascendente, respectivamente; T_2 designa a temperatura da atmosfera à superfície isobárica de 500 hPa; e T_{sv} , T_f e T_{so} são as temperaturas à superfície do solo, da folhagem, e média da água, gelo ou neve, respectivamente. Todos valores representam médias zonais. σ_B é a constante de Stefan-Boltzman.

Os fluxos de energia para todo o cinturão são calculados considerando-se sua média ponderada, tomando-se como pesos as frações de terra e a fração correspondente ao restante do cinturão. As parametrizações dos fluxos de radiação solar e termal na superfície para a fração de vegetação e solo sobre o cinturão de latitude são apresentadas na Tabela 2.2.

O modelo dinâmico com o acoplamento da vegetação fornece as variáveis necessárias ao cômputo dos fluxos verticais de energia para as frações de superfície vegetadas, enquanto os fluxos de energia possibilitam o cômputo do aquecimento diabático da atmosfera, necessários ao modelo dinâmico.

**TABELA 2.2 – PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS DE RADIAÇÃO SOLAR E
RADIAÇÃO TERMAL NA FRAÇÃO DE SUPERFÍCIE COBERTA POR
VEGETAÇÃO EM UM CINTURÃO DE LATITUDE**

Índices 1 e 2 correspondem às radiações solar e termal, respectivamente.

Fluxos totais sobre o cinturão de latitude correspondente à fração de terra	
Radiação solar	$\left[\bar{\sigma}_f (1 - \bar{r}_f) + (1 - \bar{\sigma}_f) (1 - \bar{r}_s) \right] \bar{R}_o (1 - \chi) (1 - \bar{r}_a)$
Radiação termal	$\sigma_B \left[\frac{(1 - \bar{\sigma}_f) (v_1 \bar{T}_2^4 - \bar{T}_{sv}^4) / (\epsilon_s^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1) + \bar{\sigma}_f (v_1 \bar{T}_2^4 - \bar{T}_f^4) / (\epsilon_a^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1)}{\bar{\sigma}_f (v_1 \bar{T}_2^4 - \bar{T}_f^4) / (\epsilon_a^{-1} + \epsilon_f^{-1} - 1)} \right]$

FONTE: Adaptada de Varejão-Silva et al. (1998).

2.2 – MODELOS DE TRANFERÊNCIA RADIATIVA

Neste modelo, os fluxos médios zonais de radiação solar e termal na superfície e na atmosfera são substituídos pelas formulações dos processos de transferência radiativa baseadas na metodologia de Chou e Suarez (1994, 1999), as quais encontram-se detalhadas no Apêndice B.

As estimativas da irradiância solar (na superfície terrestre ou em um determinado nível de pressão), e dos fluxos de radiação termal (emitida pela superfície e pela atmosfera terrestre) são realizadas através da modelagem dos processos físicos de transferência radiativa considerando-se a atmosfera plano-paralela, ou seja, uma atmosfera horizontalmente homogênea. A atmosfera é considerada composta por 75 camadas. Na interação da radiação solar e da radiação termal com a atmosfera são considerados alguns dos principais gases radiativamente ativos que compõem a atmosfera (que fazem parte dos denominados *gases do efeito estufa*), as nuvens, e os aerossóis. Neste estudo os gases radiativamente ativos que interagem com a radiação do espectro solar considerados são: o vapor d'água, o ozônio, o oxigênio, e o dióxido de carbono. Em

relação à radiação no espectro infravermelho termal, são considerados o vapor d'água, o ozônio, o dióxido de carbono, o metano e o óxido nitroso.

2.2.1 – MODELO DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA SOLAR

O cômputo dos fluxos de radiação solar é obtido através do processo de transferência radiativa desenvolvido por Chou e Suarez (1999). Estes processos consideram a absorção (por vapor d'água, ozônio, oxigênio, dióxido de carbono, nuvens e aerossóis), a reflexão da superfície, e o espalhamento múltiplo (de gases atmosféricos, nuvens e aerossóis) da radiação solar.

Embora a radiação solar interaja espectralmente com a atmosfera, neste MTR os processos de interação são tratados agrupando em regiões espectrais as propriedades similares de absorção dos gases atmosféricos. O espectro solar é dividido em uma banda que compreende as regiões dos espectros ultravioleta e fotossinteticamente ativo (comprimento de onda λ menor que $0,7\mu\text{m}$), e três bandas no espectro infravermelho ($\lambda \geq 0,7\mu\text{m}$). A banda correspondente ao espectro ultravioleta e fotossinteticamente ativo é dividida em oito sub-bandas, sendo sete sub-bandas na região do espectro ultravioleta e uma sub-banda no espectro fotossinteticamente ativo. São determinados para cada uma das sete bandas um coeficiente de absorção do ozônio e um coeficiente de espalhamento de Rayleigh. Para a sub-banda PAR também é determinado um coeficiente de absorção do vapor d'água. Cada banda do espectro infravermelho é dividida em 10 sub-bandas, que tratam a absorção do vapor d'água através do método de distribuição-k. As propriedades de absorção e de espalhamento são tratadas individualmente dentro de cada banda. Este agrupamento é apresentado no Apêndice B (Tabela B.1). A influência do gás oxigênio no processo de transferência radiativa é obtida através de uma simples função, enquanto que a influência do CO_2 é calculada a partir de uma tabela preestabelecida.

Os fluxos de radiação solar são obtidos através do método de adição de dois fluxos para uma composição de camadas atmosféricas, sendo a refletividade e transmissividade das

nuvens e dos aerossóis em cada camada atmosférica calculadas através da aproximação δ -Eddington (Joseph et al., 1976).

As nuvens são consideradas planas-paralelas e tratadas através de três grupos de alturas (baixa, média e alta) de acordo com a altura de sua base e seu desenvolvimento vertical. Nas bandas dos espectros solar ultravioleta e fotossinteticamente ativo a absorção espectral das nuvens é considerada nula, enquanto que nas bandas do espectro infravermelho são considerados os efeitos de absorção e espalhamento das nuvens.

Os fluxos de radiação solar nas diversas superfícies presentes no cinturão de latitude tratadas no MED de Varejão-Silva et al. (1998) são dados pelo saldo de radiação solar obtidos através da diferença entre a irradiância e o fluxo de radiação solar refletida nas respectivas superfícies. O saldo é ponderado pelo peso da fração correspondente ao tipo de superfícies no cinturão de latitude. Estes novos fluxos na superfície são obtidos através da integração de todas as camadas dos fluxos ponderados pelas suas coberturas fracionais nas 38 sub-bandas espectrais, e são expressos por:

$$H_{\text{sup}}(1) \downarrow = \int_0^p F_{UV+PAR}(p) \downarrow - \int_p^{p+1} F_{UV+PAR}(p) \uparrow + \int_0^p F_{IR}(p) \downarrow - \int_p^{p+1} F_{IR}(p) \uparrow \quad (2.1)$$

onde p é o nível de pressão de interesse, que neste caso corresponde ao nível da superfície, e F_{UV+PAR} e F_{IR} são os fluxos solares de cada camada atmosférica correspondente à região do espectro solar nas faixas ultravioleta e fotossinteticamente ativo, e na faixa do infravermelho, respectivamente. Estes fluxos de radiação solar ascendente (\uparrow) e descendente (\downarrow) são representados matematicamente por:

$$F_{UV+PAR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left(\sum_{i=1}^8 \zeta_i F_{uv+par_{i,j}}(p) \right) \quad (2.2)$$

$$F_{IR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left(\sum_{i=9}^{38} \zeta_i F_{IR_{i,j}}(p) \right) \quad (2.3)$$

onde A_j é a cobertura fracional da j -ésima seção da atmosfera, i corresponde às 38 sub-bandas do espectro solar, ζ_i é o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera

correspondente a cada uma das 38 sub-bandas do espectro solar, e $F_{UV+PAR\ i,j}(p)$ e $F_{IR\ i,j}(p)$ são os fluxos de radiação solar ascendente e descendente na superfície (apresentados no Anexo B, expressos por B.2 e B.3, ponderados pelas reduções de O_2 e CO_2 , conforme a equação B.17) correspondentes à região dos espectros ultravioleta e fotossinteticamente ativo e à região do espectro infravermelho, respectivamente.

2.2.2 – MODELO DE TRANFERÊNCIA RADIATIVA TERMAL

O cálculo dos fluxos de radiação termal é baseado no processo de transferência radiativa termal desenvolvido por Chou e Suarez (1994). Este processo considera as influências de absorções dos gases-estufa (vapor d'água, dióxido de carbono, metano, ozônio, óxido de nitrogênio, CFCs 11 e 12, e HCFC22), das nuvens e dos aerossóis; da reflexão à superfície; e do espalhamento múltiplo (de gases atmosféricos, nuvens e aerossóis).

A transferência da radiação termal na atmosfera terrestre depende das variações de temperatura, de pressão e da composição dos gases absorvedores, com a altura e com o comprimento espectral de onda. A parametrização da função de transferência é simplificada quando se considera o modelo de banda (Chou et al., 1991), o qual otimiza o tempo consumido na integração dos fluxos radiativos ascendente e descendente. Chou e Suarez (1994) propuseram diferentes formas de parametrização dos processos físicos de transferência radiativa com aplicações em diversas regiões espectrais e alturas.

A absorção da radiação termal é tratada através das metodologias de função de transmissão de banda larga como as de Chou (1984) para o vapor d'água, que considera absorção de linha e contínua deste gás, a de Chou e Peng (1983) para o gás carbônico, que considera a absorção na região central e nas asas da banda deste gás, e a de Chou e Kouvaris (1986) para o ozônio.

As bandas largas são definidas através do agrupamento realizado segundo a similaridade das características dos gases absorvedores. Estas bandas são determinadas através do método de distribuição-k. Com base neste critério, o espectro termal foi

dividido em 9 bandas espectrais, as quais encontram-se detalhadas no Anexo B (Tabela B.3).

A variação vertical de temperatura e pressão sobre a absorção dos gases é tratada considerando-se o método de distribuição-k, e as aproximações de escalonamento de um parâmetro (1P) e de escalonamento de dois parâmetros (2P). Estes tratamentos possibilitam a transformação de uma camada atmosférica não-homogênea em uma camada atmosférica homogênea. Isto simplifica o tratamento dos processos de transferência, pois em uma atmosfera verticalmente homogênea em pressão e temperatura, o coeficiente de absorção em qualquer camada é função apenas do comprimento de onda da radiação termal, e os comprimentos de onda com o mesmo coeficiente de absorção são considerados radiativamente idênticos. No método de distribuição-k os gases absorvedores são agrupados e as parametrizações são aplicadas separadamente para a região central e para a região das asas da banda do gás absorvedor. No escalonamento 1P a quantidade de gás absorvedor é definida em função de uma temperatura e pressão de referência, e no escalonamento 2P a quantidade do gás absorvedor em cada camada é ponderada pela variação de temperatura e pressão dentro da camada.

As nuvens são tratadas como corpos negros¹, exceto as nuvens altas que são tratadas como corpos cinzas². Estas, apresentam a emissividade equivalente a 50% do corpo negro. É assumido que, para cada tipo de nuvem, existe uma coluna atmosférica individual e não sobreposta.

No presente estudo será utilizada a versão recente do MTR termal (1998), na qual foi incorporado o tratamento dos aerossóis no espalhamento da radiação termal, e a superfície é tratada como um corpo real, tal que a emissividade espectral da superfície em 10 bandas espectrais passa a variar de zero a um (Chou, 2000).

¹ Corpo negro = radiador perfeito, objeto que absorve toda a radiação nele incidente em qualquer comprimento de onda e que por sua vez emite toda a energia recebida. Estes corpos apresentam emissividade espectral constante e igual a 1.

² Corpo cinza = objeto que apresenta emissividade espectral constante e menor do que 1.

Na obtenção dos fluxos, a função de transmitância do gás difuso é ponderada pela função fonte de Planck. Detalhes do tratamento matemático dos fluxos de radiação termal são apresentados no Apêndice B (seção B.2).

Os fluxos de radiação termal para as diversas superfícies presentes no cinturão de latitude tratadas no MED de Varejão-Silva et al. (1998) são dados pelos saldos de radiação termal obtidos através da diferença existente entre o fluxo de radiação termal emitido pela superfície e o fluxo de radiação termal descendente na superfície considerada. Estes fluxos serão ponderados pelos pesos das frações correspondentes ao tipo de superfície tratado no cinturão de latitude.

Estes novos fluxos de radiação na superfície são obtidos através da integração dos fluxos em todas as bandas consideradas e em camadas atmosféricas, e são expressos por:

$$H_{\text{sup}}(2) \downarrow = \int_0^p F^\downarrow(p) - \int_p^{p+1} F^\uparrow(p) \quad (2.4)$$

onde o primeiro termo do lado direito correspondente ao fluxo termal descendente que atinge a superfície e o segundo termo o fluxo de radiação termal emitido pela superfície para a atmosfera.

$$F^\uparrow(p) = \sum_1^{n\text{banda}} F_i^\uparrow(p) = \sum_1^{n\text{banda}} \left[B_i(T_s) \tau_i^*(p, p_s) - \int_p^{p_s} B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp' \right] \quad (2.5)$$

e

$$F^\downarrow(p) = \sum_1^{n\text{banda}} F_i^\downarrow(p) = \sum_1^{n\text{banda}} \int_0^p B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp' \quad (2.6)$$

sendo que o índice i representa a banda espectral, $n\text{band}$ é o número total de bandas tratadas no espectro termal, $B_i(T)$ é a fluxo espectral de Planck emitido pela camada a temperatura T e pela superfície ($T=T_s$), e τ_i^* é a transmitância do fluxo de uma camada com nebulosidade, a qual é expressa matematicamente por:

$$\tau_i^*(p, p') \approx \frac{\partial \tau_i^*}{\partial p'} = C_i(p, p') \tau_i(p, p') \quad (2.7)$$

onde $C_i(p, p')$ representa a cobertura fracional das nuvens na camada, e τ_i representa a transmitância do fluxo de uma camada com céu sem nuvens.

Na avaliação da simulação do fluxo de radiação termal incidente na superfície para as regiões de floresta e de pastagem em Rondônia são verificados, através da análise estatística que considera todos os dados simulados, altos desvio médio e desvio padrão ($19,09 \text{ Wm}^{-2}$ e $22,28 \text{ Wm}^{-2}$). Objetivando a melhora destes resultados, verificou-se que a substituição do coeficiente de absorção do vapor d'água na banda contínua correspondente à banda 3a, pelo coeficiente de absorção da banda contínua 3b, ocasionou melhoras significativas nas simulações destes fluxos, ou seja, foram observados menores desvio médio e desvio padrão ($9,14 \text{ Wm}^{-2}$ e $11,96 \text{ Wm}^{-2}$). Portanto, o tratamento dos fluxos de radiação descendente simulados de forma pontual e de forma a representar a média zonal anual será baseado neste novo valor do coeficiente de absorção do vapor d'água para a banda contínua.

2.3 – CARACTERÍSTICAS DO MODELO ACOPLADO

Com o objetivo de tornar o acoplamento dos MTRs no MED de Varejão-Silva et al. (1998) mais eficiente computacionalmente, os processos de transferência radiativa solar e termal foram realizados considerando-se a atmosfera composta de 20 camadas, sendo que a maioria destas camadas pertence à troposfera. A utilização de 75 camadas na simulação do clima presente em todos os cinturões de latitude, considerando-se que os processos de radiação solar e termal são avaliados a cada 30 minutos, consome cerca de 40 horas de processamento computacional usando a estação de trabalho SUN Sparc 20. A estação está configurada com 160Mbytes de memória RAM, 2 processadores tipo ROSS RT626 com clock de 150Mhertz, e sistema operacional Solaris 5. A discretização da atmosfera em 20 camadas reduziu este tempo de processamento computacional para cerca de 20 minutos, e ao se avaliar a radiação a cada 2 horas, o tempo computacional

foi reduzido para 7 minutos. Estas alterações não produziram diferenças significativas na simulações dos fluxos de radiação solar ou termal.

Os MTRs são avaliados separadamente para as frações continentais cobertas por solo exposto, para as frações continentais cobertas por vegetação, e para as demais frações restantes, correspondentes às superfícies do oceano, de águas internas e de gelo ou neve. Os diversos tipos de superfície existentes em cada cinturão de latitude são avaliados segundo as caracterizações definidas no BATS.

Os dados de radiação simulados pelos MTRs que alimentam o MED são os saldos de radiação solar e termal na superfície e a quantidade total de radiação solar e termal armazenada na atmosfera, a qual é repartida para as duas camadas que compõem o MED (camadas compreendidas entre o topo da atmosfera e o nível de pressão da isobárica de 500 hPa, e entre o nível da isobárica de 500 hPa e a superfície).

Na análise da média zonal anual do saldo de radiação solar na superfície verificou-se que as simulações do MED apresentam melhores concordâncias com os dados de verdade-terrestre quando os parâmetros de escalonamento (pressão de referência p_r e o coeficiente m) da função de escalonamento de pressão foram substituídos pelos respectivos parâmetros definidos por Yamamoto (1962), ou seja, a pressão de referência igual a 1013 hPa e o coeficiente igual a 1.

Os dados de inicialização dos MTRs são os valores médios anuais zonais dos perfis verticais de temperatura; da umidade específica; da razão de mistura do ozônio; da constante solar; do cosseno do ângulo solar zenital; da fração de cobertura de nuvens; das alturas da base e do topo das nuvens; dos índices do nível que separa nuvens altas de médias e do nível que separa nuvens médias de baixas; da espessura ótica de nuvens; da espessura ótica, do albedo de espalhamento simples e do fator de assimetria de aerossóis; da emissividade espectral da superfície; das reflectâncias espectrais direta e difusa nas faixas da radiação ultravioleta e PAR ($\lambda < 0,7\mu\text{m}$); das reflectâncias espectrais direta e difusa na faixa solar do infravermelho ($\lambda \geq 0,7\mu\text{m}$); e das razões de mistura por volume dos gases absorvedores.

Os perfis verticais de temperatura, de umidade específica e de razão de mistura do ozônio foram baseados nas propriedades óticas da atmosfera definidas por McClatchey et al. (1972). Porém, os perfis verticais de temperatura e umidade específica para os níveis existentes entre a superfície e 750 hPa são alterados a cada passo de tempo. O perfil vertical de umidade específica da superfície até o nível de 750 hPa é obtido através da equação empírica, que foi usada por Franchito et al. (1998), expressa por:

$$q_v(k) = q_s Q_s \left(\frac{p_k}{p_s} \right)^{\lambda_a} \quad (2.8)$$

onde k determina o nível da camada; q_v e q_s são as umidades específicas no nível k e na superfície, respectivamente; p_k e p_s são as pressões no nível k e na superfície, respectivamente; Q_s é a densidade do ar; e o coeficiente λ_a é um parâmetro com informações do perfil de umidade da atmosfera que são obtidas dos dados observados da umidade específica em função da latitude obtidos de Oort (1983). Na Tabela 2.3 são apresentados os valores latitudinais de λ_a para os Hemisférios Sul e Norte.

TABELA 2.3 – VALORES LATITUDINAIS DE λ_a

LATITUDE HN (graus)	85	75	65	55	45	35	25	15	5
λ_a	2,41	3,24	3,03	3,33	3,26	3,20	3,20	3,19	3,20
LATITUDE HS (graus)	5	15	25	35	45	55	65	75	85
λ_a	3,17	3,20	3,66	3,15	3,67	3,18	2,88	2,71	2,50

Fonte: Franchito et al. (1998).

O perfil vertical de temperatura do nível justaposto à superfície até o nível de 750 hPa é obtido através da equação empírica expressa por:

$$T(lat, k) = T_s(lat) - 6,7 * z(lat, k) \quad (2.9)$$

onde k é o nível da atmosfera, lat é a latitude central do cinturão de latitude considerado, $T(lat,k)$ é a temperatura no nível k , z é a altura correspondente ao nível de pressão k , e δ, γ é a taxa de temperatura virtual média de uma atmosfera adiabática úmida.

Os perfis verticais médios anuais de temperatura e umidade específica acima de 750 hPa são dados pelos valores médios anuais da atmosfera padrão para latitudes tropicais, médias e altas apresentados por McClatchey et al. (1972).

O cálculo da média zonal anual do cosseno do ângulo solar zenital é baseado na versão de 1995 do programa computacional de Suarez (2000), que estima as médias diária e anual da irradiância solar incidente no topo da atmosfera. A média anual zonal da irradiância solar incidente no topo da atmosfera (\bar{R}_o) é dada pela formulação apresentada por Wallace e Hobbs (1977), que é representada por:

$$\bar{R}_o(lat) = S_o * \cos [\bar{\theta}_z(lat, long)] * \gamma \quad (2.10)$$

onde $S_o = 1367 \text{ Wm}^{-2}$ é a constante solar; $\bar{\theta}_z$ é o ângulo solar médio zonal médio anual; e γ é o fator de correção devido à excentricidade da órbita terrestre ao redor do Sol.

A fração de cobertura de nuvens é dada por Peixoto e Oort (1992), enquanto que as alturas da base e do topo das nuvens são dadas por Ohring e Adler (1978). A temperatura e a umidade específica das camadas atmosféricas que apresentam nuvens são alteradas. A taxa de temperatura virtual média utilizada no cálculo do perfil de temperatura dentro das nuvens, representada matematicamente pela equação 2.9, é dada por $5,5^\circ\text{C/Km}$ sugerida por Rao (2001). A umidade específica, representada pela equação 2.8, é modificada pela umidade relativa média nas nuvens (RH), segundo formulação proposta por Hartmann (1994), e é expressa por:

$$q_n(k) = q_v(k) * RH \quad (2.11)$$

sendo, neste estudo, suposto que RH é igual a 90%.

Os níveis de pressão que separam as nuvens altas de médias, e as nuvens médias de baixas são aqueles apresentados por Chou e Suarez (1999), ou seja, 400 hPa e 700 hPa, respectivamente. Estes níveis de pressão nesta versão do MED correspondem, respectivamente, aos índices 6 e 15.

A espessura ótica de nuvens foi obtida considerando-se como valores médios zonais anuais os valores zonais climatológicos da espessura ótica de nuvens climatológicos, referentes aos meses de dezembro, janeiro e fevereiro, obtidos por Hahn et al. (2001) através do tratamento de imagens de satélite do arquivo do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), referentes ao período de 8 anos (de 1983 a 1991). As espessuras óticas das nuvens foram inferidas através dos valores das radiâncias na faixa espectral do visível e do infravermelho termal (Rossow e Schiffer, 1991). Estes valores representam a espessura ótica total de nuvens. Nos MTRs a inicialização deste parâmetro, em cada cinturão de latitude, é dada pelo valor da espessura ótica da nuvem na camada em que esta se faz presente. Portanto, para cada camada foi considerado como valor médio zonal anual da espessura ótica de nuvens, a razão da espessura ótica total de nuvem e o número de camadas em que ela está presente em cada cinturão de latitude.

As propriedades físicas dos aerossóis troposféricos, as espessuras óticas de aerossóis e do albedo de espalhamento simples, foram extraídas dos valores médios anuais simulados pelo modelo SI99 do GISS/NASA para o ano de 1990 (<http://www.giss.nasa.gov/data/si99/>). As médias zonais anuais da espessura ótica de aerossóis e do albedo de espalhamento simples são apresentadas na Tabela 2.4.

Segundo Chou (1992), a maior concentração de aerossóis situa-se nas camadas atmosféricas abaixo de 800 hPa. Portanto, o tratamento de aerossóis nos processos de transferência radiativa deste MED supõe a presença deles somente na baixa atmosfera (da superfície até 800 hPa). Logo, os valores da média zonal anual da espessura ótica de aerossóis na baixa atmosfera (da superfície até 800 hPa) são dados pelos valores médios anuais da espessura ótica total de aerossóis presentes na coluna atmosférica em cada cinturão de latitude. Visto que os modelos MTRs necessitam do perfil vertical da

espessura ótica de aerossóis como dados de entrada, considerou-se, neste MED, como valor da média zonal anual da espessura ótica de aerossóis em cada camada, o valor resultante da razão entre os valores médios anuais da espessura ótica total de aerossóis e o número de camadas atmosféricas existentes até o nível de pressão de 800 hPa.

TABELA 2.4 – VALORES MÉDIOS ZONAIS ANUAIS DA ESPESSURA ÓTICA E ALBEDO DE ESPALHAMENTO SIMPLES DE AEROSSÓIS TROPOSFÉRICOS (τ_a e ω_a , respectivamente). Unidade: adimensionais

LATITUDE HN (graus)	85	75	65	55	45	35	25	15	5
τ_a	0,06	0,10	0,10	0,12	0,20	0,25	0,24	0,23	0,22
ω_a	0,97	0,96	0,95	0,93	0,90	0,90	0,90	0,92	0,93
LATITUDE HS (graus)	5	15	25	35	45	55	65	75	85
τ_a	0,16	0,17	0,16	0,14	0,12	0,14	0,09	0,08	0,08
ω_a	0,95	0,94	0,95	0,96	0,97	0,98	0,99	0,99	0,98

O fator de assimetria médio anual foi obtido considerando-se para o valor médio do fator de assimetria espectral os valores típicos de aerossóis continentais e de aerossóis oceânicos, apresentados pela Organização Mundial de Meteorologia (WMO, 1986). Os aerossóis de poeira são considerados como aerossóis continentais. O valor médio do fator de assimetria destes aerossóis é de 0,83.

As reflectâncias espectrais direta e difusa na faixa radiação ultravioleta e PAR ($\lambda < 0,7\mu\text{m}$) e na faixa solar do infravermelho ($\lambda \geq 0,7\mu\text{m}$), para os diversos tipos de superfície considerados neste MED, são dadas pelos valores apresentados no esquema BATS (Dickinson et al., 1986). Devido à ausência de informações sobre a reflectância espectral difusa, supõe-se neste MED que a reflectância espectral direta é equivalente à

reflectância espectral difusa. Os valores destas reflectâncias, bem como os demais parâmetros de superfície utilizados neste MED, são apresentados na Tabela 2.5.

TABELA 2.5 – VALORES DOS PARÂMETROS DE SUPERFÍCIE PARA OS DIFERENTES TIPOS DE SUPERFÍCIE UTILIZADOS NO BATS

Tipos de Superfície	σ_{fMAX}	$\Delta\sigma$	z_{OV}	r_f	r_{ir}	r_{stomn}	L_{AIX}	L_{AIN}	S_{AI}	$D_f^{-1/2}$	S_{luz}
Agricultura mista	0,85	0,60	0,06	0,10	0,30	150,0	6,0	0,5	0,5	10,0	0,01
Gramínea baixa	0,80	0,10	0,02	0,10	0,30	250,0	2,0	0,5	4,0	5,0	0,01
Conífera perenifólia	0,80	0,10	1,00	0,05	0,23	250,0	6,0	5,0	2,0	5,0	0,03
Conífera decídua	0,80	0,30	1,00	0,05	0,23	250,0	6,0	1,0	2,0	5,0	0,03
Floresta decídua	0,80	0,30	0,80	0,08	0,28	250,0	6,0	1,0	2,0	5,0	0,03
Floresta perenifólia	0,90	0,50	2,00	0,04	0,20	250,0	6,0	5,0	2,0	5,0	0,03
Gramínea alta	0,80	0,30	0,10	0,08	0,30	250,0	6,0	5,0	2,0	5,0	0,01
Deserto	0,00	0,00	0,05	0,20	0,40	250,0	0,0	0,0	0,5	5,0	0,01
Tundra	0,60	0,20	0,04	0,09	0,26	250,0	6,0	0,5	0,5	5,0	0,01
Agricultura irrigada	0,80	0,60	0,06	0,08	0,28	250,0	6,0	0,5	2,0	5,0	0,01
Semi-deserto	0,10	0,10	0,10	0,17	0,34	250,0	6,0	0,5	2,0	5,0	0,01
Gelo	0,00	0,00	0,01	0,80	0,60	250,0	0,0	0,0	2,0	5,0	0,01
Pântano ou charco	0,80	0,40	0,03	0,06	0,18	250,0	6,0	0,5	2,0	5,0	0,01
Águas interiores	0,00	0,00	0,0024	0,07	0,01	250,0	0,0	0,0	2,0	5,0	0,01
Oceano	0,00	0,00	0,0024	0,07	0,01	250,0	0,0	0,0	2,0	5,0	0,01
Arbusto perenifólio	0,80	0,20	0,10	0,05	0,23	250,0	6,0	5,0	2,0	5,0	0,01
Arbusto decíduo	0,80	0,30	0,10	0,08	0,28	250,0	6,0	1,0	2,0	5,0	0,01
Vegetação natural mista	0,80	0,20	0,80	0,06	0,24	250,0	6,0	3,0	2,0	5,0	0,03

Fonte: adaptada de Dickinson et al. (1986)

Onde σ_{fMAX} é a fração máxima da cobertura vegetal; $\Delta\sigma$ é a diferença entre σ_{fMAX} e a fração correspondente à temperatura de 269K; z_{OV} é o comprimento da rugosidade da

vegetação (m); r_f é a reflectância espectral para comprimentos de onda inferiores a $0,7\mu\text{m}$; r_{ir} é a reflectância espectral para comprimentos de onda maiores e igual a $0,7\mu\text{m}$; r_{stomn} é a resistência estomática mínima (s.m^{-1}); L_{AIX} é o índice de área foliar mínimo; L_{AIN} é o índice de área foliar máximo; S_{AI} é o índice de troncos e matéria morta; $D_f^{-1/2}$ é a dimensão característica da folha (m); e S_{luz} é o fator de sensibilidade à luz ($\text{m}^2 \text{W}^{-1}$).

Neste MED, para comprimentos de onda maiores ou iguais a $0,7\mu\text{m}$, as reflectâncias espectrais de corpos d'água, como oceano e águas interiores, foram modificadas, pois, segundo Moreira (2001), os corpos d'água absorvem praticamente toda a irradiância solar nestes comprimentos de onda.

As concentrações médias globais anuais dos gases-estufa foram obtidos do IPCC (2001) e são apresentados na Tabela 2.6.

TABELA 2.6 – VALORES MÉDIOS GLOBAIS ANUAIS DAS CONCENTRAÇÕES DOS GASES-ESTUFA

GÁS-ESTUFA	CONCENTRAÇÃO (ppmv)
CO ₂ ³	360
CH ₄	1,76
N ₂ O	0,316
CFC-11	0,3 E ⁻³
CFC-12	0,5 E ⁻³
HCFC-22	0,2 E ⁻³

As emissividade espectrais para os mesmos tipos de superfícies descritas no BATS e para as bandas espectrais tratadas no MTR termal são dadas por Wilber et al. (1999), as

³ Concentração correspondente ao ano de 1997.

quais foram obtidas através do MTR de Fu e Liou (1992). Estes valores são apresentados na Tabela 2.7.

TABELA 2.7 – VALORES DAS EMISSIVIDADES ESPECTRAIS PARA OS DIFERENTES TIPOS DE SUPERFÍCIE UTILIZADOS NO BATS

Tipos de Superfície	BANDAS DO ESPECTRO TERMAL									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Agricultura mista	1	1	0,997	0,985	0,975	0,983	0,994	0,991	0,986	1
Gramínea baixa	1	1	0,996	0,985	0,975	0,983	0,994	0,991	0,987	1
Conífera perenifólia	1	1	0,998	0,990	0,991	0,992	0,993	0,990	0,988	1
Conífera decídua	1	1	0,993	0,974	0,981	0,979	0,983	0,985	0,985	1
Floresta decídua	1	1	0,993	0,974	0,981	0,979	0,983	0,985	0,985	1
Floresta perenifólia	1	1	0,998	0,988	0,990	0,991	0,992	0,990	0,988	1
Gramínea alta	1	1	0,996	0,985	0,975	0,983	0,994	0,991	0,987	1
Deserto	0,93	0,93	0,925	0,920	0,870	0,830	0,920	0,920	0,830	0,925
Tundra	0,989	0,989	0,989	0,993	0,977	0,975	0,980	0,977	0,960	0,988
Agricultura irrigada	1	1	0,996	0,983	0,980	0,983	0,991	0,9885	0,9865	1
Semi-deserto	0,955	0,955	0,950	0,935	0,905	0,874	0,940	0,941	0,874	0,955
Gelo	0,9995	0,9995	0,9994	0,9996	1,000	0,9997	0,9997	0,9997	0,9997	0,9995
Pântano ou charco	0,986	0,986	0,984	0,987	0,980	0,930	0,988	0,987	0,983	0,986
Águas interiores	0,973	0,973	0,973	0,988	0,986	0,984	0,983	0,9825	0,979	0,973
Oceano	0,973	0,973	0,973	0,988	0,986	0,984	0,983	0,9825	0,979	0,973
Arbusto perenifólio	0,984	0,984	0,980	0,967	0,958	0,948	0,972	0,973	0,949	0,984
Arbusto decíduo	0,950	0,950	0,947	0,937	0,906	0,875	0,937	0,941	0,875	0,950
Vegetação natural mista	1	1	0,995	0,981	0,986	0,985	0,9875	0,987	0,987	1

Fonte: Adaptada de Wilber et al. (1999).

O MED de Varejão-Silva et al. (1998) apresentava valores nulos na simulação da umidade específica à superfície para as regiões polares. Nesta versão do MED a umidade específica na região polar é dada pela representação matemática proposta por Franchito et al. (1998), a qual é expressa por:

$$q_v(T_s, k) = 1,288 \cdot 10^{-37} T_s^{15,3933} \quad (2.13)$$

2.4 – MODO DE PROCESSAMENTO

O programa computacional utilizado para simular as características atmosféricas médias zonais anuais é constituído de dois módulos independentes no que se refere às parametrizações dos fluxos de energia da superfície e da atmosfera. No primeiro módulo estas parametrizações são baseadas nas respectivas equações apresentadas no modelo dinâmico de Franchito e Rao (1992). Estas são utilizadas inicialmente, até os resultados estabilizarem-se, o que depende meio ano (tempo simulado) de integração numérica. A partir deste instante, as parametrizações dos fluxos de energia são simuladas pela nova versão do MED, em que os fluxos de energia solar e termal provenientes dos modelos de transferência radiativa de Chou e Suarez (1994 e 1999) foram acoplados ao modelo estatístico-dinâmico, com vegetação incluída. As simulações das características atmosféricas médias zonais anuais são, então, obtidas após mais meio ano (tempo simulado) de integração numérica.

CAPÍTULO 3

VALIDAÇÃO DOS MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

As primeiras avaliações dos MTRs para o espectro solar e para o espectro termal foram realizadas, respectivamente, por Chou e Suarez (1994) e Chou e Zhao (1997). O modelo de radiação solar foi validado para regiões alagadas do Pacífico Oeste Tropical utilizando os dados provenientes do TOGA-COARE (Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment). O modelo de radiação termal foi validado através de comparações realizadas com modelos que utilizam a parametrização linha por linha no cálculo dos fluxos termais (Ridgway et al., 1991). Estas parametrizações linha por linha são utilizadas pelo Goddard Laboratory for Atmospheres (GLA) e pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) por apresentarem bom desempenho nas intercomparações realizadas pelo InterComparison of Radiation Codes para uso em modelos climáticos (IRCCM).

As validações de modelos de radiação solar e termal com dados de verdade-terrestre são difíceis de serem realizadas em razão das inúmeras incertezas provenientes da coleta destes dados. Além disso, há que considerar as incertezas nos fluxos de radiação e nas medidas das condições atmosféricas do local estudado, como, por exemplo, a caracterização dos constituintes atmosféricos, dos parâmetros das nuvens e dos aerossóis ao longo da coluna atmosférica. De um modo ideal, todas estas medidas deveriam ser obtidas no mesmo instante para uma avaliação mais precisa das grandezas radiométricas. Neste capítulo são apresentadas as validações dos dois MTRs de Chou e Suarez (1999 e 1994, respectivamente), nas versões computacionais de setembro de 1998, com os dados de radiação medidos próximo à superfície, durante a campanha de verão de 1999 do LBA para dois tipos de superfícies vegetadas contrastantes: floresta e pastagem.

3.1 - ÁREAS DE ESTUDO E DADOS DE VERDADE-TERRESTRE

Neste estudo são utilizados dados coletados durante o experimento micrometeorológico realizados no estado de Rondônia durante a campanha WETAMC/LBA, que foi realizado no período de janeiro a março de 1999.

O Estado de Rondônia está localizado na parte sudoeste da Bacia Amazônica, possui um clima subequatorial caracterizado por temperatura e umidade altas ao longo do ano, apesar de apresentar as variações sazonais que caracterizam o período úmido e seco (Tarasova et al., 2000). Os dados analisados são representativos de dois sítios experimentais: Reserva Biológica de Jaru e Fazenda Nossa Senhora Aparecida caracterizando, respectivamente, as áreas de floresta tropical úmida primária e de pastagem.

Na Reserva Biológica de Jaru, que pertence ao Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais (IBAMA) e compreende uma área de 268.150 hectares, foi instalada e instrumentada uma torre micrometeorológica de 60 metros de altura nas coordenadas de 10° 05'S, 61° 56'O, a uma altitude aproximada de 120m acima do nível do mar (Sá et al., 2000). As radiossondagem foram realizadas nos horários sinóticos a cerca de 5 km de distância da torre (von Randow, 2001). Na Reserva Biológica de Jaru (RBJ) a vegetação é composta por árvores altas que apresentam folhagem permanente. A altura média das árvores é de 33 metros e as espécies que circundam a torre são: *Cedrella odorata*, *Inga* sp., *Dioclea* cf *bicolor* Bth., *Strychnos amazonicus* Krukoff, *Protium polybotrium* e *Leonia glyxicarpa* Ruiz (Roberts et al., 1996; e Marques Filho e Dallarosa, 2001). Segundo as classificações de floresta do BATS, a RBJ será tratada como floresta perenifólia.

A região em que se encontra a Fazenda Nossa Senhora Aparecida (FNS) foi desflorestada em 1977, sendo hoje sua superfície predominantemente coberta por gramíneas baixas (*Brachiaria Brizantha*). Devido à política de desflorestamento gerenciado do Estado de Rondônia, verificam-se nesta região faixas de pastagem alternadas com faixas de florestas, como pode ser visualizado na Figura 3.1. Na FNS em Ouro Preto d' Oeste os instrumentos de radiação foram colocados a cerca de 5 metros

de altura da superfície (von Randow, 2001) nas coordenadas de 10°45'S, 62° 22'O (aproximadamente 220m de altitude acima do nível do mar), sendo que as medidas de radiossondagem foram realizadas próximo da estação de superfície.

Maiores descrições destes dois sítios experimentais são apresentados por Culf et al. (1995), Gash e Nobre (1997), Sá et al. (2000).

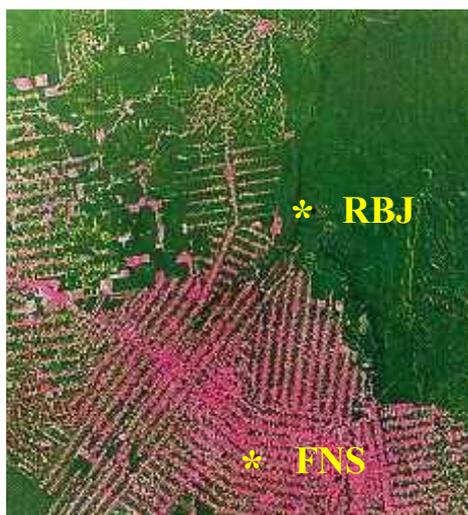


Fig. 3.1 – Imagem de satélite identificando as áreas de pastagem e de floresta (FNS e RBJ, respectivamente) do estado de Rondônia.

FONTE: Adaptada de Inpe (2001)

<http://lba.cptec.inpe.br/lba/index.html>

3.2 - DADOS RADIOMÉTRICOS DE VERDADE-TERRESTRE

Neste estudo os fluxos simulados pelos MTRs são comparados com os dados de verdade-terrestre coletados nestes dois sítios experimentais para o período de 6 a 20 de fevereiro de 1999, em vários horários do dia.

Os dados de verdade-terrestre da RBJ são representados pelas medidas dos fluxos de radiação coletadas a 58,35 metros de altura, na torre. Nesta posição da torre foram instalados diversos instrumentos radiométricos (Moura, 2001, apresenta a descrição detalhada do experimento micrometeorológico, principalmente no que diz respeito às medidas radiométricas). Para esta região são realizadas comparações das seguintes

grandezas radiométricas: irradiância solar, radiação solar refletida, radiação fotossinteticamente ativa (PAR), radiação termal emitida, radiação termal incidente e saldo de radiação. A Tabela 3.1 relaciona os instrumentos radiométricos, suas aplicações, unidades de medida e modelos que foram utilizados na coleta das grandezas acima descritas.

TABELA 3.1 – ESPECIFICAÇÃO DA INSTRUMENTAÇÃO DE RADIAÇÃO UTILIZADA NA RESERVA BIOLÓGICA DE JARU

Instrumentos	Medições (parâmetro)	Sensibilidade	Unidades	Modelos
Piranômetro	radiação solar incidente e refletida	$\pm 0,5\%$ em 20°C e 500 Wm^{-2}	Wm^{-2}	Solarímetro CM11 Kipp & Zonen (Delf, Holanda)
Saldo-radiômetro	saldo de radiação	$<\pm 5\%$	Wm^{-2}	REBS (Seattle, USA)
Sensor quantum	PAR	$0,2\text{ KW}^{-2}\text{ mV}^{-1}$ e erro máximo de $\pm 5\%$	Wm^{-2} ou $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$	Sensores quantum LI190SB - L150 Licor (Nebraska, USA)
Piranômetro (↓) e (↑) Pirgeômetro (↓) e (↑)	radiação solar radiação termal	$\pm 10\%$ entre $(-40\text{ e }70^{\circ}\text{C})$	Wm^{-2}	CM3 Kipp & Zonen (Delf, Holanda) CG3 Kipp & Zonen (Delf, Holanda)

Fonte: Moura (2001 - Adaptação da Tabela 3.2)

Na região de pastagem (FNS) foram coletados, próximos à superfície, os mesmos tipos de dados de verdade-terrestre que foram obtidos na RBJ, com exceção do saldo de radiação. Os instrumentos e suas especificações encontram-se descritos na Tabela 3.2.

**TABELA 3.2 – ESPECIFICAÇÃO DA INSTRUMENTAÇÃO DE RADIAÇÃO
UTILIZADA NA FAZENDA NOSSA SENHORA APARECIDA**

Instrumentos	Medições (parâmetro)	Sensibilidade	Unidades	Modelos
Piranômetro	radiação solar incidente e refletida	$\pm 2\%$ em 20°C e 500 Wm^{-2}	Wm^{-2}	Solarímetro CM21 Kipp & Zonen (Delf, Holanda)
Sensor quantum	PAR	$\pm 5\%$	Wm^{-2} ou $\mu\text{molm}^{-2}\text{s}^{-1}$	Sensores quantum LI190SB - L150 Licor (Nebraska, USA)
Piranômetro (↓) e (↑)	radiação solar	$\pm 2\%$	Wm^{-2}	CG1 Kipp & Zonen (Delf, Holanda)
Pirgeômetro (↓) e (↑)	radiação termal	$\pm 10\%$	Wm^{-2}	

Para padronizar as comparações das simulações com os dados radiométricos de verdade-terrestre da região de pastagem com os dados da região de florestas, os dados de radiação analisados são representativos da média dos últimos trinta minutos do último registro.

3.3 - TRATAMENTOS DOS DADOS DE ENTRADA PARA OS MODELOS DE TRANSFERÊNCIA RADIATIVA

Na versão computacional de setembro de 1998 dos MTRs de Chou e Suarez (1994 e 1999) o esquema de transferência radiativa discretiza verticalmente a atmosfera em 75 camadas. Estas camadas encontram-se entre os níveis de pressão da superfície e do topo da atmosfera (0,0001hPa). A superfície terrestre também é tratada como uma camada, sendo representada nos MTRs como o nível 76.

Os dados de entrada dos MTRs são: perfis verticais de temperatura, da umidade específica e da razão de mistura do ozônio; reflectância espectral direta e difusa das superfícies nas faixas espectrais correspondentes às radiações ultravioleta e fotossinteticamente ativa ($\lambda < 0,7\mu\text{m}$), e às radiações infravermelho próximo e médio ($\lambda \geq 0,7\mu\text{m}$); emissividade espectral das superfícies; espessura ótica de nuvens; e espessura ótica, albedo de espalhamento simples e fator de assimetria de aerossóis.

Os perfis verticais de temperatura e umidade específica, para os 56 níveis da atmosfera compreendidos entre os níveis de pressão da superfície até 30 hPa, são obtidos através dos dados de radiossondagens realizadas em cada sítio experimental durante a campanha WETAMC/LBA. Acima de 30hPa, os perfis de temperatura e umidade específica são obtidos através do padrão de atmosfera tropical definidos pela Air Force Geophysics Laboratory (AFGL-T 6-0110) da NASA (<http://climate.gsfc.nasa.gov/~cloud/home.html>).

Durante a campanha WETAMC/LBA os demais dados de entrada dos MTRs não foram medidos. Eles são avaliados conforme descrições que seguem.

O perfil da razão de mistura do ozônio para todos os níveis de pressão da atmosfera é obtido através do perfil da atmosfera padrão tropical dados por McClatchey et al. (1972).

A reflectância espectral, que caracteriza a vegetação em cada sítio experimental, é obtida do BATS, cujos valores para a faixa espectral da radiação ultravioleta e fotossinteticamente ativa, e para a faixa espectral do infravermelho próximo e médio são, respectivamente, 0,1 e 0,3 para a FNS (gramíneas baixas); e 0,04 e 0,2 para a RBJ (floresta perenifólia). Segundo Bonan (1996), a reflectância espectral de um dossel é considerada aproximadamente constante quando apresenta o índice de área foliar (IAF) maior do que 2, condição que é satisfeita para os dois sítios estudados. Bonan (1996) verificou que para a floresta perenifólia com folhagem semi-horizontal, a reflectância espectral direta é aproximadamente igual à reflectância espectral difusa, não apresentando dependência em relação ao ângulo solar zenital. Neste estudo é suposto

que tanto para a vegetação de floresta quanto para a vegetação de pastagem a reflectância espectral direta é equivalente à reflectância espectral difusa.

As emissividades espectrais da superfície para as 10 bandas espectrais do MTR termal para as regiões de floresta e de pastagem são obtidas de Wilber et al. (1999), as quais encontram-se descritas na Tabela 2.6. A simulação da radiação termal é realizada considerando-se as modificações expostas no Capítulo 2, visto que nas análises realizadas com o MTR termal original observa-se grande subestimava dos fluxos de radiação termal descendentes.

Os tipos de nuvens são inferidos através dos dados de radiossondagens. Primeiramente é assumida a existência de nuvens quando a umidade relativa é igual ou superior a 85%. A classificação do tipo de nuvem em cada camada é feita considerando-se a altura (nível) onde esta ocorre. A distinção entre os níveis baixo e alto é dado pelos níveis 62 e 50 do modelo, que correspondem aos níveis de pressão de 680hPa e 400hPa, respectivamente. As espessuras óticas das nuvens são obtidas dos valores médios de verão para 10° S apresentados por Hahn et al. (2001). A Tabela 3.3 mostra os valores de espessura ótica de nuvens utilizados neste modelo. A quantidade de nuvens é considerada unitária.

TABELA 3.3 – ESPESSURA ÓTICA DE NUVENS

Unidade: adimensional

CLASSIFICAÇÃO DAS NUVENS		TIPO	ESPESSURA ÓTICA
BAIXAS		Sc	8,0
MÉDIAS		Ac	7,0
ALTAS		Ci	5,0
GRANDE DESENVOLVIMENTO VERTICAL ENTRE OS NÍVEIS	BAIXO E MÉDIO	Cb	5,5
	BAIXO, MÉDIO E ALTO	Ns	21,0

A espessura ótica espectral de aerossóis referente a toda coluna atmosférica vem sendo medida para algumas localidades da Amazônia e da região Central do Brasil por uma

rede de monitoramento de aerossóis (AERONET) operada pela National Aeronautics and Space Administration (NASA) e pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). Estes dados estão disponibilizados na internet (Holben et al., 1998), cuja página pode ser acessada no endereço <http://aeronet.gsfc.nasa.gov:8080/>. Porém, durante o período do experimento havia pouca informação deste parâmetro para o Estado de Rondônia. Holben et al. (1996) verificaram que a espessura ótica espectral da coluna atmosférica para as regiões da Amazônia apresenta valores pequenos durante o período úmido. Estes baixos valores são esperados pelo fato de que as precipitações, que são freqüentes neste período do ano, limpam a atmosfera.

Considerando que durante o período chuvoso na região Amazônica ocorrem altos índices de precipitação, o que ocasionam a retirada de aerossóis da atmosfera, e considerando ainda a escassez de fontes antropogênicas de aerossóis, Tarasova et al. (2000) assumiram para o período chuvoso nesta região que a máxima espessura ótica de aerossol em $0,55\mu\text{m}$ seria equivalente ao menor valor médio mensal desta variável observado em junho de 1993. Os valores de espessura ótica de aerossóis, do albedo de espalhamento simples e do fator de assimetria de aerossóis medidos não correspondem aos valores necessários de entrada destes parâmetros nas diversas bandas do espectro solar e termal estipulados no MTR. Baseado nestas informações utilizam-se, neste estudo, os valores das propriedades óticas de aerossóis fornecidas por Chou (1992), que correspondem aos aerossóis presentes na atmosfera abaixo de 800hPa, que encontram-se descritos na Tabela 3.4.

**TABELA 3.4 – PROPRIEDADES ÓTICAS DE AEROSSÓIS CONTINENTAIS
(TÍPICOS DE PERÍODO ÚMIDO)**

PROPRIEDADES ÓTICAS DOS AEROSSÓIS	Valor (adimensional)
Espessura ótica de aerossóis	0,05
Fator de assimetria	0,743
Albedo de espalhamento simples	0,989

3.4 - ANÁLISE DE RESULTADOS

A avaliação do desempenho deste modelo é feita através de comparações das grandezas radiométricas simuladas pelos MTRs com os dados de verdade-terrestre para vários dias e diferentes horários do dia para os dois sítios experimentais (FNS e RBJ).

Para cada sítio experimental são apresentadas as comparações das grandezas radiométricas simuladas pelos MTRs com os dados de verdade-terrestre, acompanhadas das avaliações dos erros médios e dos coeficientes de correlação¹ para as situações de céu limpo e de céu encoberto de forma distintas. Também são apresentadas as curvas de regressão ajustadas aos conjuntos de dados para cada tipo de grandeza radiométrica, considerando todos tipos de nebulosidade. As curvas resultantes são decorrentes das análises estatísticas realizadas através do método de Bonferrone² (Neter e Wasserman, 1974) e vêm acompanhadas dos respectivos coeficientes de determinação³.

3.4.1 - AVALIAÇÃO PARA A FNS

As comparações das grandezas radiométricas simuladas (irradiância solar, radiação solar refletida, radiação PAR, radiação termal emitida, radiação termal descendente) com os dados de verdade-terrestre para a região de pastagem da FNS são apresentados nas Figuras 3.2 para as situações de céu limpo e na Figura 3.3 para as situações de céu encoberto. Nestas figuras são apresentados 7 casos com a situação de céu limpo e 21

¹ O coeficiente de correlação (r) mede o grau de ajustamento dos dados à equação considerada. Quando há uma perfeita correlação entre duas variáveis $r = \pm 1$. Se $r \rightarrow 0$ ou não há correlação entre duas variáveis, ou a relação não pode ser descrita pela equação de regressão utilizada.

² O método de Bonferrone consiste em se obter a melhor curva de regressão, sendo usualmente utilizada quando o número de dados estimados e observados não é muito grande. O melhor ajuste ocorre quando β_1 é 1 (coeficiente de angular) e/ou quando β_0 é 0 (coeficiente de interceptação), os quais indicam que a curva de regressão foi bem determinada, ou que os dados simulados aproximam-se dos dados observados (<http://www.sportsci.org/resource/stats/index.html>).

³ O coeficiente de determinação (R^2) indica o quanto a curva de regressão está bem determinada em função da correlação existente entre os pontos experimentais. Por exemplo, para $r = 0,7$, tem-se um coeficiente de determinação igual a 0,49, significando que a curva de regressão não consegue explicar nem a metade da variação da variável dependente (Andrade Pinto, 2001).

casos com céu encoberto, ocorridos em diferentes dias e horários, como é mostrado nas Tabelas 3.5 e 3.6, respectivamente.

TABELA 3.5 – DIAS E HORÁRIOS DOS CASOS DE CÉU LIMPO ANALISADOS PARA A FAZENDA NOSSA SENHORA APARECIDA

CASO	DIA	HORA (GMT)
1	10	17:30
2	11	17:30
3	12	17:30
4	13	14:30
5	13	18:00
6	15	17:30
7	18	20:30

TABELA 3.6 – DIAS E HORÁRIOS DOS CASOS DE CÉU ENCOBERTO ANALISADOS PARA A FAZENDA NOSSA SENHORA APARECIDA

CASO	DIA	HORA (GMT)	CASO	DIA	HORA (GMT)
1	6	16:30	12	16	17:30
2	7	14:30	13	17	14:30
3	8	18:00	14	18	14:00
4	8	20:00	15	18	18:00
5	9	17:30	16	19	14:30
6	10	15:00	17	19	18:00
7	10	20:30	18	19	20:30
8	11	15:00	19	20	15:30
9	14	15:30	20	20	17:30
10	14	17:30	21	20	20:30
11	16	15:00			

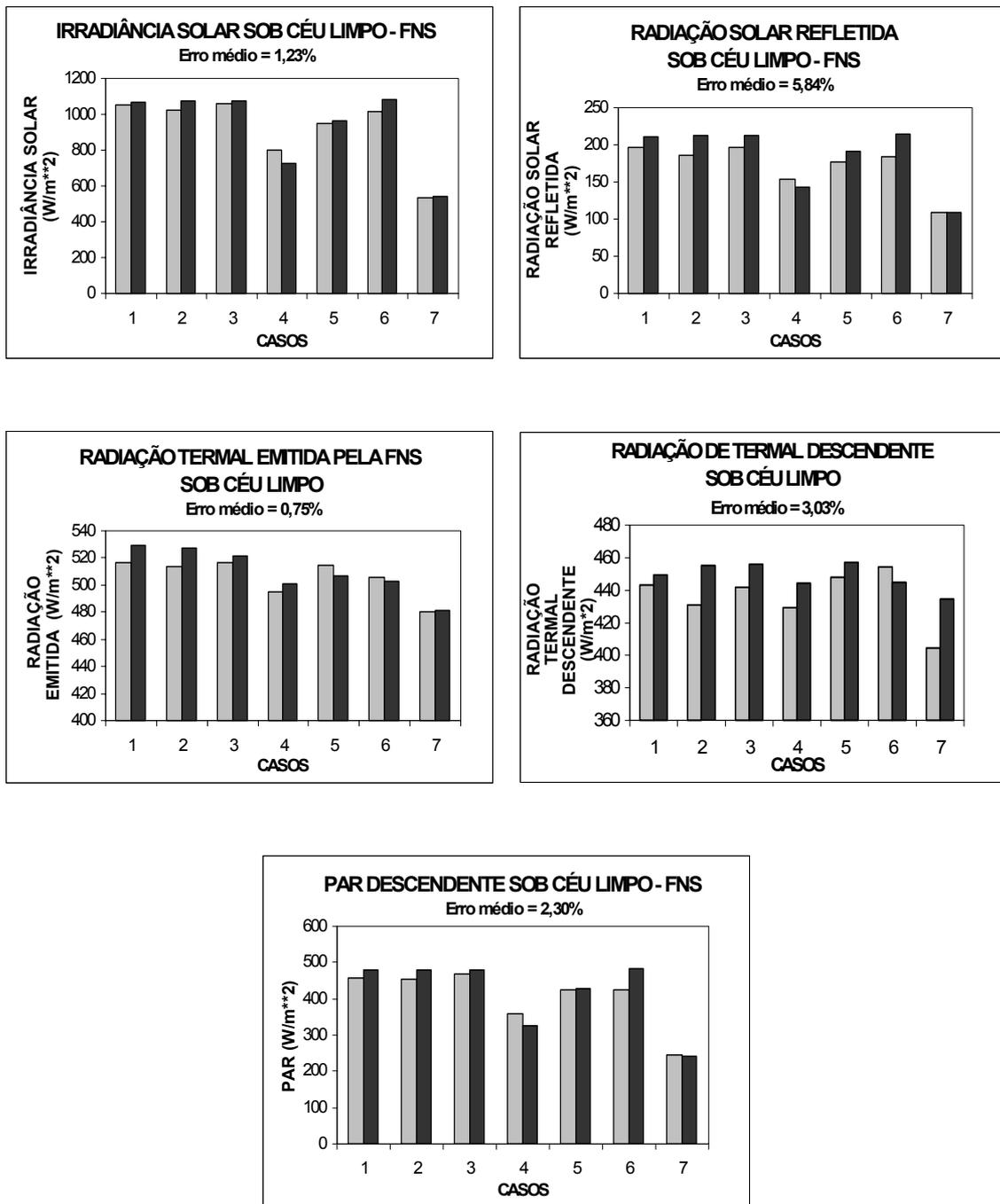


Fig.3.2 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região de pastagem. Situações avaliadas em condições de céu limpo.

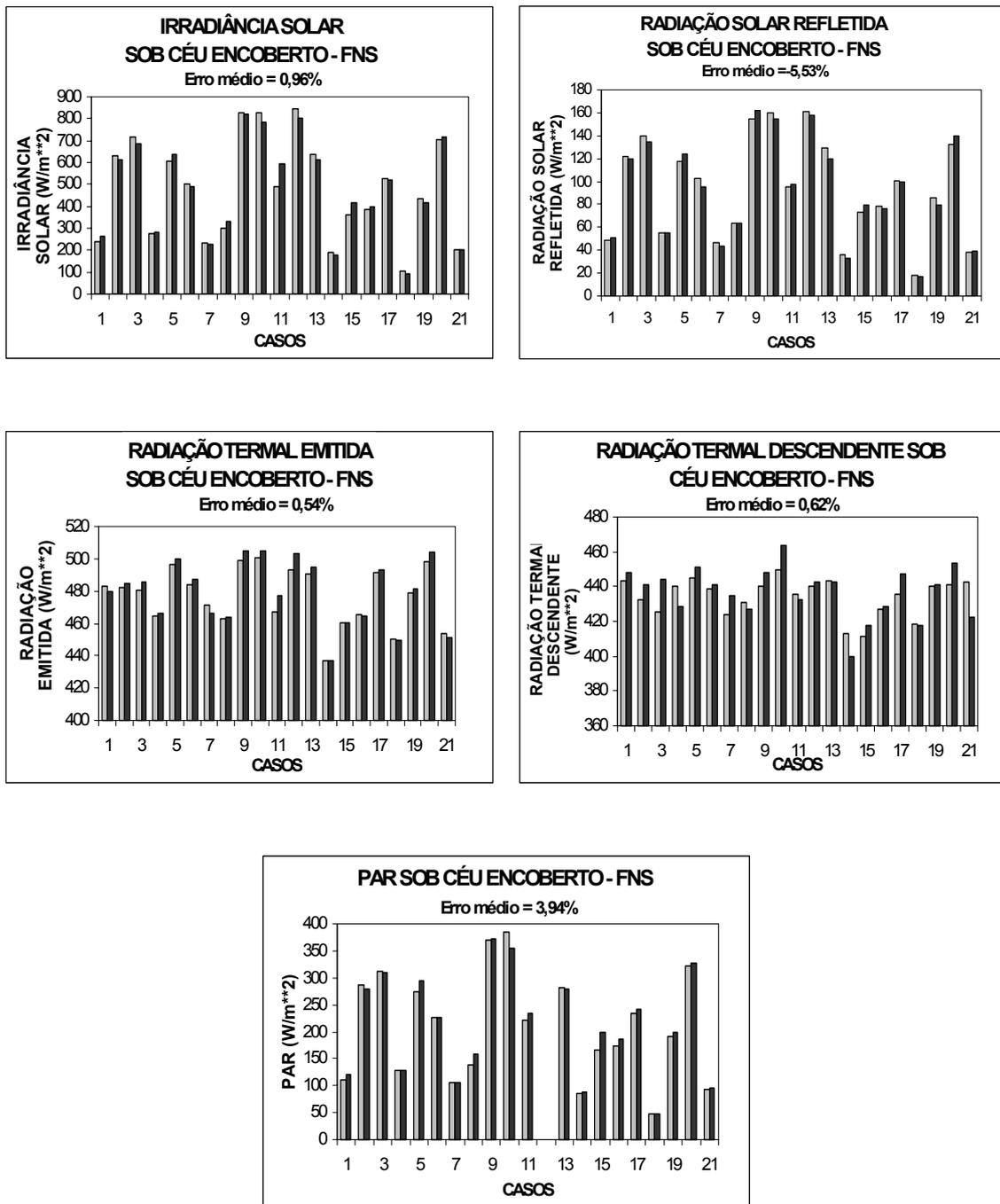


Fig. 3.3 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região de pastagem. Situações avaliadas em condições de céu encoberto.

Como pode ser notado, existe uma boa concordância entre os valores das grandezas radiométricas simuladas pelo modelo e os dados de verdade-terrestre em todas condições de nebulosidade.

Na maioria dos casos de situação de céu limpo verifica-se a tendência do modelo superestimar levemente os resultados, enquanto que em situações com nebulosidade não é observada nenhuma tendência preferencial na simulações dos MTRs, exceto no caso da radiação solar refletida, em que se observa a tendência de subestimar os resultados.

Os erros médios para a irradiância solar, PAR, radiação termal emitida e descendente na superfície foram menores do que 3,1% para as situações de céu limpo, e menores do que 1% para as situações de céu encoberto, com exceção do erro médio de 3,94% observado na PAR. Os maiores erros médios ocorreram na radiação solar refletida pela superfície, os quais foram da ordem de 6% para ambas situações de céu. Este erro pode ser atribuído ao fato de ter sido feita, neste trabalho, a suposição da equivalência das reflectâncias espectrais direta e difusa para duas faixas espectrais.

Para verificar se as simulações são estatisticamente significantes, os coeficientes de correlação existentes entre os valores simulados pelos MTR e os dados de verdade-terrestre foram calculados, e estão apresentados na Tabela 3.7. Utilizou-se o teste t-Student bilateral para verificar a significância destas correlações.

A Tabela 3.7 evidencia que as melhores simulações ocorreram em situações com nebulosidade. Os coeficientes de correlação superiores a 0,986 confirmam a boa concordância existente entre as simulações da irradiância solar, radiação solar refletida, PAR e radiação termal emitida para todas as condições de nebulosidade. Para as situações de céu limpo, os coeficientes de correlação encontrados foram superiores a 0,968 para irradiância solar, radiação solar refletida e PAR, e de 0,891 para a radiação termal emitida. As menores correlações são verificadas na simulação da radiação termal descendente na superfície, (0,646 e 0,761 para situações de céu limpo e encoberto, respectivamente). Ao utilizar o MTR termal original os erros médios das simulações dos fluxos termais foram maiores. Neste estudo foram alterados os coeficientes de absorção

do vapor d'água da banda contínua, o que nos induz a concluir que os coeficientes de absorção dos gases da atmosfera devem ser estudados e avaliados.

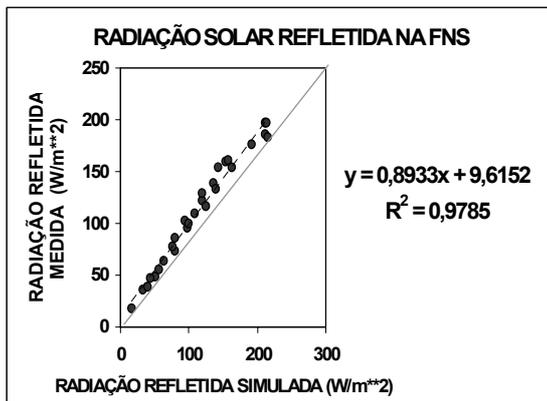
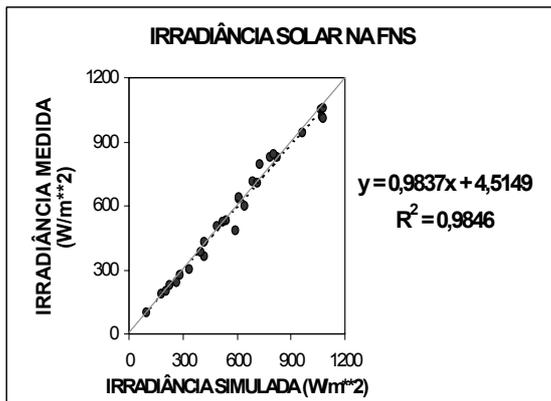
Na Tabela 3.7 os índices L, E, e T representam as simulações com as situações de céu limpo, céu encoberto, e todos os tipos de nebulosidade, respectivamente.

TABELA 3.7 – COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO EXISTENTE ENTRE OS FLUXOS SIMULADOS E OBSERVADOS NO LBA⁴

TIPOS DE CÉU	FLORESTA			PASTAGEM			FLORESTA E PASTAGEM		
	L	E	T	L	E	T	L	E	T
IRRADIÂNCIA SOLAR	<i>0,997</i>	<i>0,997</i>	<i>0,997</i>	<i>0,984</i>	<i>0,989</i>	<i>0,992</i>	<i>0,991</i>	<i>0,993</i>	<i>0,994</i>
RADIAÇÃO SOLAR REFLETIDA	<i>0,983</i>	<i>0,989</i>	<i>0,988</i>	<i>0,968</i>	<i>0,994</i>	<i>0,989</i>	<i>0,990</i>	<i>0,992</i>	<i>0,990</i>
PAR DESCENDENTE	<i>0,993</i>	<i>0,994</i>	<i>0,993</i>	<i>0,971</i>	<i>0,993</i>	<i>0,991</i>	<i>0,980</i>	<i>0,991</i>	<i>0,989</i>
RADIAÇÃO TERMAL EMITIDA	<i>-0,68</i>	<i>0,365</i>	<i>0,416</i>	<i>0,891</i>	<i>0,986</i>	<i>0,979</i>	<i>0,888</i>	<i>0,849</i>	<i>0,863</i>
RADIAÇÃO TERMAL DESCENDENTE	<i>-0,39</i>	<i>0,411</i>	<i>0,250</i>	<i>0,646</i>	<i>0,761</i>	<i>0,652</i>	<i>0,288</i>	<i>0,472</i>	<i>0,416</i>
SALDO DE RADIAÇÃO NA SUPERFÍCIE	<i>0,981</i>	<i>0,994</i>	<i>0,992</i>	-	-	-	<i>0,981</i>	<i>0,994</i>	<i>0,992</i>

Aplicou-se a técnica estatística de Bonferrone para se obter a curva de regressão que melhor se ajusta a cada tipo de grandeza radiométrica simulada, considerando-se todos os tipos de céu (limpo e encoberto). As curvas obtidas para cada grandeza radiométrica são apresentadas nas Figuras 3.5 e Figuras 3.6, onde também são mostrados os coeficientes de determinação e os limites inferior e superior das hipóteses estatísticas β_0 e β_1 , que auxiliam a determinar se a simulação difere de modo significativo dos dados de verdade-terrestres, e se as curvas estão bem ajustada para um intervalo de confiança de 95%.

⁴ Os coeficientes de correlação em *itálico* são significantes para o nível de confiança de 99%. <http://www.sportsci.org/resource/stats/index.html>

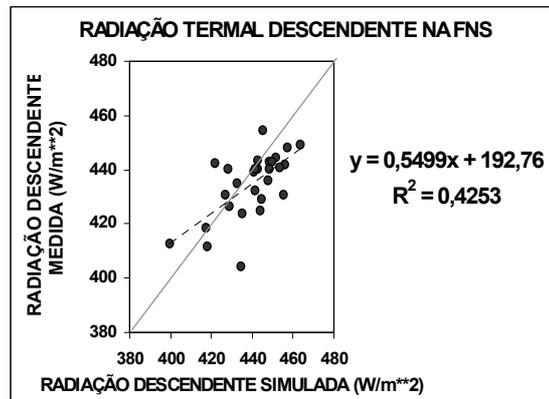
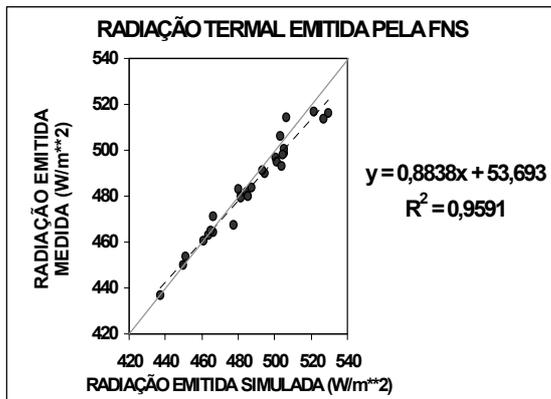


INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-33,13	42,16	= 0
β_1	0,93	1,04	= 1

(a) 28 casos e erro médio = 1,03%

INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	1,66	17,57	> 0
β_1	0,83	0,95	> 0 e ~ 1

(b) 28 casos e erro médio = 0,95%



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	12,36	95,02	> 0
β_1	0,80	0,97	> 0 e ~ 1

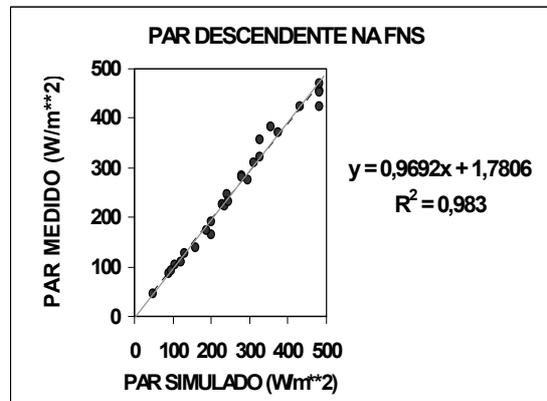
(c) 28 casos e erro médio = 0,57%

INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	62,10	323,41	> 0
β_1	0,25	0,85	> 0

(d) 28 casos e erro médio = 1,22%

Fig.3.4 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região de pastagem na Fazenda Nossa

Senhora Aparecida realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5 e 3.6.



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	IL	SL	Resultado
β_0	-16.07	19.63	= 0
β_1	0.91	1.030	=1

(e) 27 casos e erro médio = 2,95%

Fig.3.5 – Análise estatística dos fluxos de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região de pastagem da Fazenda Nossa Senhora Aparecida realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5 e 3.6.

A curva mais ajustada ao diagrama de dispersão ocorre quando todos os valores das variáveis estão perfeitamente correlacionados e/ou quando são satisfeitas simultaneamente as hipóteses estatísticas β_0 igual a zero e β_1 igual a 1. As curvas de regressão obtidas nas análises de irradiância solar e PAR estão perfeitamente correlacionadas e apresentam coeficientes de determinação superiores a 0,98.

A curva de regressão também é aceita quando uma das duas hipóteses estatísticas é satisfeita e o diagrama de dispersão apresenta alto coeficiente de determinação.

Portanto, são significativas as curvas de regressão obtidas para a radiação solar refletida e para a radiação termal emitida, que apresentaram coeficientes de determinação superiores a 0,96. É verificada a tendência de subestimar a radiação solar refletida, pois a curva de regressão encontra-se levemente abaixo da curva ideal (cinza).

A radiação termal descendente na FNS simulada pelo MTRs não pôde ser representada pela curva de regressão apresentada, pois não satisfaz a nenhum dos critérios acima discutidos. Embora o erro médio seja pequeno (1,22%), a curva de regressão não consegue explicar nem a metade da variação da variável dependente (y), pois o coeficiente de determinação obtido é 0,43.

3.4.2 - AVALIAÇÃO PARA A RBJ

A irradiância solar, a radiação solar refletida, a radiação PAR, a radiação termal emitida, a radiação termal descendente e o saldo de radiação simulados são comparados com os dados de verdade-terrestre para a região de floresta na RBJ. A Figura 3.6 apresenta estas comparações para as situações de céu limpo, e a Figura 3.7 para as situações de céu encoberto. O desempenho das simulações do MTRs é verificado considerando 8 casos com a situação de céu limpo e 18 casos com o céu encoberto, ocorridos em diferentes dias e horários. Estes casos são identificados nas Tabelas 3.8 e 3.9, respectivamente.

**TABELA 3.8 – DIAS E HORÁRIOS DOS CASOS DE CÉU LIMPO
ANALISADOS PARA A RESERVA BIOLÓGICA DE JARU**

CASO	DIA	HORA (GMT)
1	9	20:00
2	10	20:30
3	11	17:00
4	12	14:00
5	13	17:30
6	13	20:00
7	14	17:30
8	16	20:30

**TABELA 3.9 – DIAS E HORÁRIOS DOS CASOS DE CÉU ENCOBERTO
ANALISADOS PARA A RESERVA BIOLÓGICA DE JARU**

CASO	DIA	HORA (GMT)	CASO	DIA	HORA (GMT)
1	7	17:00	10	15	17:00
2	7	20:00	11	16	14:30
3	8	17:00	12	16	17:30
4	8	20:30	13	18	18:00
5	9	17:30	14	18	20:00
6	10	17:30	15	19	17:30
7	11	20:00	16	19	20:00
8	13	14:00	17	20	14:30
9	15	14:00	18	20	20:00

Em geral observa-se a existência de uma boa concordância entre os valores das grandezas radiométricas simuladas pelo modelo e os dados de verdade-terrestre em todas as condições de nebulosidade.

A Figura 3.6 mostra que em situação de céu limpo os maiores erros médios, superiores a 4,5%, foram encontrados nas simulações da radiação solar refletida, PAR descendente e saldo de radiação. Para a região de floresta, os MTRs mostram tendência a superestimar a irradiância solar e o saldo de radiação, e tendência a subestimar a radiação termal emitida e a PAR descendente. Não é verificada tendência quanto às simulações das radiações solar refletida e termal descendente. Com exceção das simulações dessas duas radiações, os erros médios foram maiores do que para a região de pastagem.

Para as situações de céu encoberto são verificadas tendências dos MTRs em subestimar as radiações solar refletida, PAR e termal descendentes, e tendência a superestimar o saldo de radiação. Não é verificada nenhuma tendência em relação às simulações da irradiância solar e da radiação termal emitida.

Como para a região de pastagem, os menores erros médios correspondem às simulações da irradiância solar, radiação termal emitida e descendente na superfície, com erros

médios menores do que 3%, enquanto que os maiores erros médios foram encontrados na simulação da radiação solar refletida pela superfície, independentemente do tipo de nebulosidade. Os melhores resultados são observados em condições de céu encoberto.

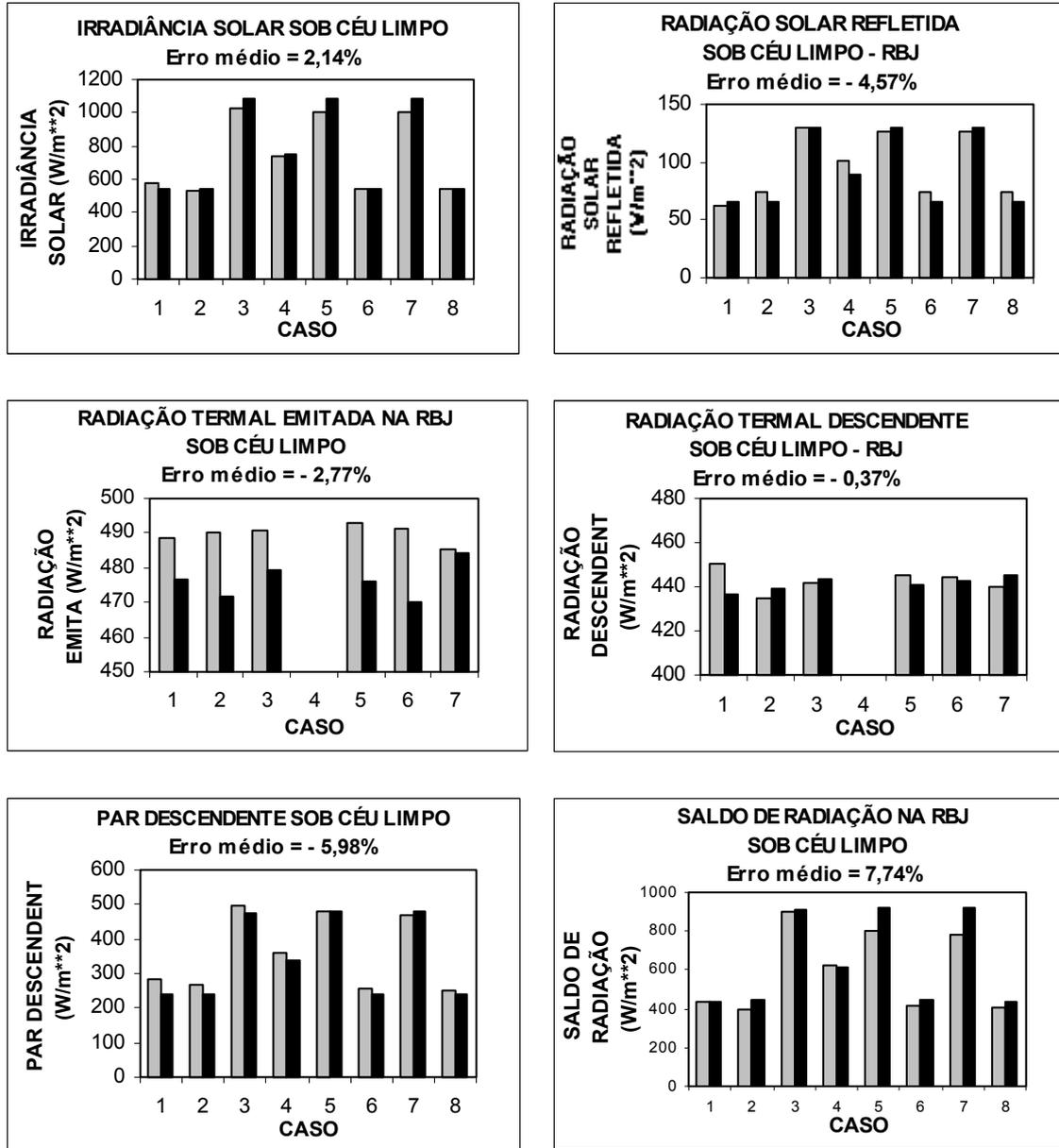


Fig. 3.6 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região da Reserva Biológica de Jarú. Situações avaliadas em condições de céu limpo.

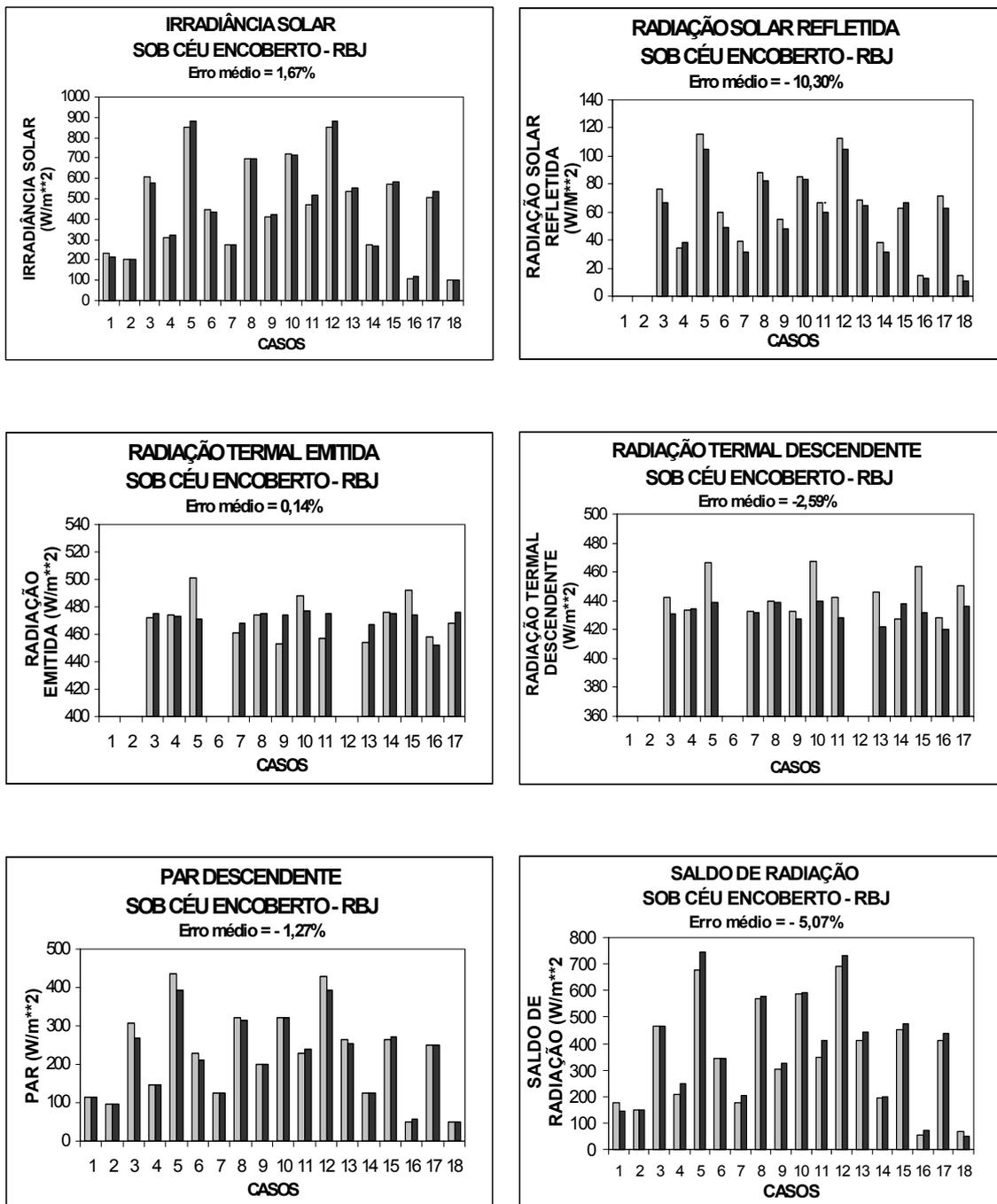
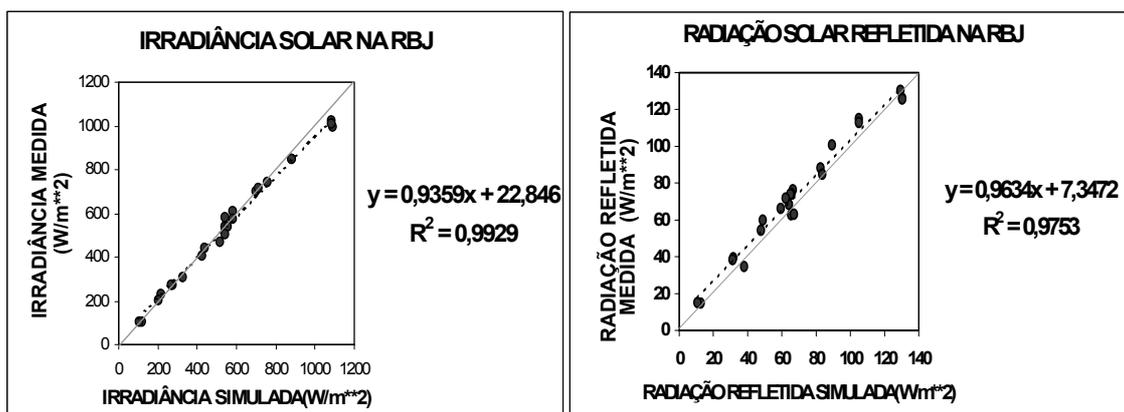


Fig. 3.7 - Comparação entre os fluxos de radiação simulados pelo MTR (preto) e os seus respectivos valores observados na campanha do LBA (cinza) para a região da Reserva Biológica de Jarú. Situações avaliadas em condições de céu encoberto.

Os maiores erros encontrados são referentes à radiação solar refletida (-10,3%) e ao saldo de radiação (-5,07%). O erro referente à simulação da radiação solar refletida pode ser atribuído ao fato de ter sido feita a suposição da equivalência das reflectâncias espectrais direta e difusa para as faixas espectrais maiores e menores do que $0,7\mu\text{m}$, que é verdadeira quando as folhas do dossel são semi-horizontais (Bonan, 1996).

A análise estatística para as simulações das grandezas radiométricas da RBJ, apresentada na Tabela 3.7, mostra que há uma forte correlação, superior a 0,98, entre os dados de verdade-terrestre e as simulações da irradiância solar, radiação solar refletida, PAR e saldo de radiação na superfície, para todas as situações de nebulosidade. Para as grandezas termais, radiação emitida e descendente na superfície encontraram-se baixas correlações, menores do que 0,68 para as situações de céu limpo e do que 0,42 para céu encoberto.

As curvas de regressão mais ajustadas a cada tipo de grandeza radiométrica, obtidas através do método de Bonferrone, para todas as situações de nebulosidade são apresentadas nas Figuras 3.8 e 3.9. Como pode ser observado nessas figuras, as curvas de regressão estão perfeitamente ajustadas e correlacionadas, apresentando coeficientes de determinação superiores a 0,975, com exceção das curvas de regressão representativas da radiação termal. As tendências de superestimativa do saldo de radiação e subestimativa da radiação solar refletida são evidenciadas nestas figuras, onde as curvas de regressão encontram-se, respectivamente, levemente acima e abaixo da reta ideal (cinza). Nos casos de simulação da radiação termal as curvas de regressão não têm significância, pois embora a hipótese $\beta_0 = 0$ seja satisfeita, a hipótese de $\beta_1 = 0$ invalida a análise. Este fato é corroborado com os baixos coeficientes de determinação, que mostram que as curvas de regressão não explicam nem 2% das variáveis dependentes.

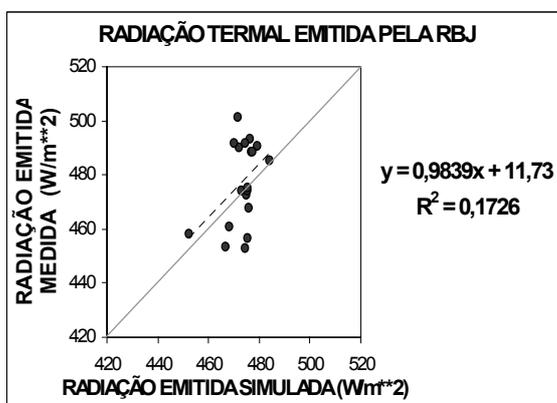


INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-1,13	46,82	= 0
β_1	0,90	0,97	>0 e ~ 1

(a) 26 casos e erro médio = 0,83%

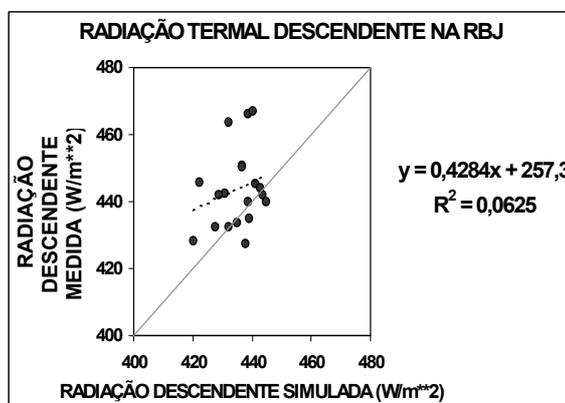
INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	1,37	13,32	> 0
β_1	0,86	1,04	= 1

(b) 24 casos e erro médio = - 8,39%



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-589,92	613,38	= 0
β_1	-0,29	2,26	= 0

(c) 19 casos e erro médio = - 0,78%

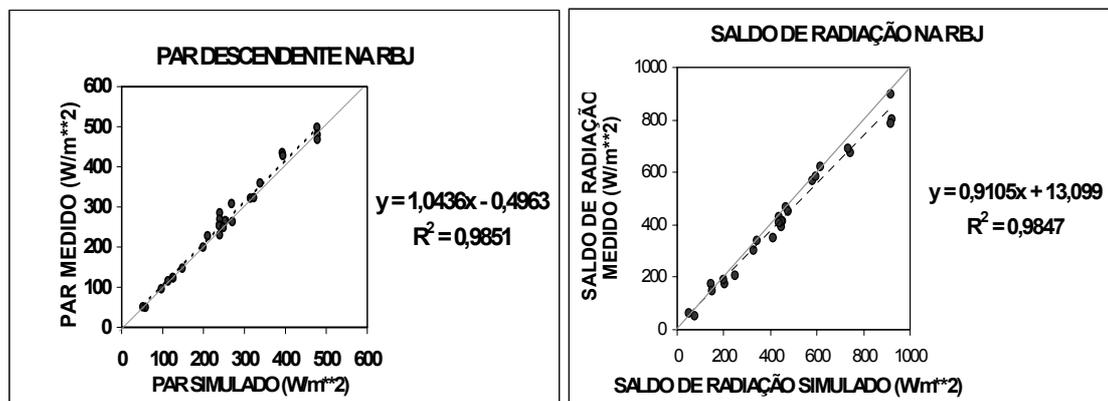


INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-168,90	683,50	= 0
β_1	-0,55	1,41	= 0

(d) 19 casos e erro médio = - 1,89%

Fig. 3.8 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as

condições de céu (limpo e encoberto) na região da Reserva Biológica de Jarú realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.8 e 3.9.



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-17,92	16,93	= 0
β_1	0,98	1,11	= 1

(e) 26 casos e erro médio = - 2,72%

INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-15,29	41,48	= 0
β_1	0,86	0,97	>0 e ~ 1

(f) 26 casos e erro médio = 5,89%

Fig.3.9 – Análise estatística do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) e do saldo de radiação para todas as condições de céu (limpo e encoberto) na região da Reserva Biológica de Jarú realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.8 e 3.9.

3.4.3 – AVALIAÇÃO CONJUNTA PARA FNS E RBJ

A análise estatística apresenta maior credibilidade quanto maior for o número da amostragem. Baseando-se nesta afirmação, obtiveram-se os coeficientes de correlação e aplicou-se o método de Bonferrone a todos os dados simulados, para cada grandeza radiométrica, nos dois sítios experimentais, considerando todos os tipos de nebulosidade. Isto possibilita a obtenção de um melhor ajuste da curva de regressão

representativa de cada grandeza radiométrica simulada e incorpora maior significância estatística aos resultados.

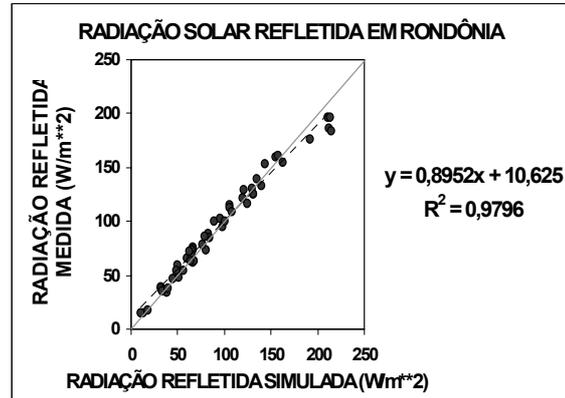
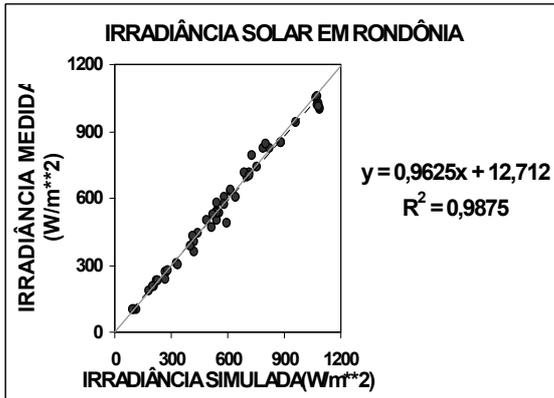
Os números de amostras avaliadas foram 54 e 47 para as grandezas radiométricas do espectro solar e termal, respectivamente.

Nesta análise o saldo de radiação não é considerado, pois as medidas de verdade-terrestre só foram obtidas para a região de floresta (RBJ).

Através da Tabela 3.7 verificam-se altas correlações entre as simulações das grandezas radiométricas e seus respectivos dados de verdade-terrestre, exceto para a radiação termal descendente. Os coeficientes de correlação foram superiores a 0,98 para a irradiância solar, PAR descendente e radiação solar refletida pela superfície, e superior a 0,84 para a radiação termal emitida pela superfície. O coeficiente de correlação para a radiação termal descendente foi inferior a 0,48.

As curvas de regressão são apresentadas nas Figuras 3.10 e 3.11. Verifica-se que para a irradiância solar, PAR e radiação solar refletida pela superfície, as curvas de regressão estão perfeitamente correlacionadas e seus diagramas de dispersão apresentam coeficientes de determinação superiores a 0,978, ou seja, as curvas de regressão explicam mais do que 97,8% das variáveis dependentes com um intervalo de confiança de 95%. A curva de regressão obtida para a radiação termal emitida pela superfície está bem ajustada, pois as duas hipóteses são verdadeiras e o coeficiente de determinação explica 75% das variáveis dependentes. Nenhuma tendência é verificada na análise das curvas que melhor se ajustaram ao diagrama de dispersão.

A curva de regressão obtida para radiação termal descendente não possui apreciável significância, pois além de não satisfazer a nenhuma das hipóteses, apresenta o coeficiente de determinação tão baixo a ponto de não explicar nem 18% das variáveis dependentes.

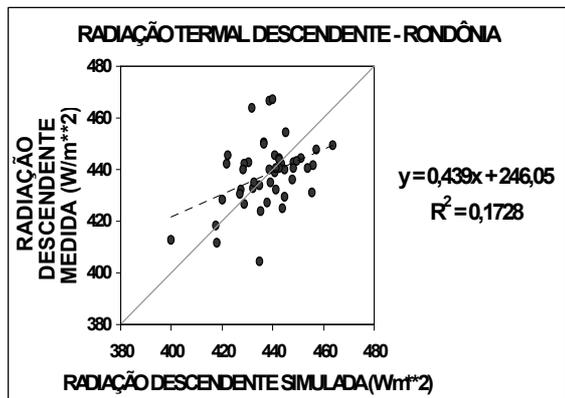
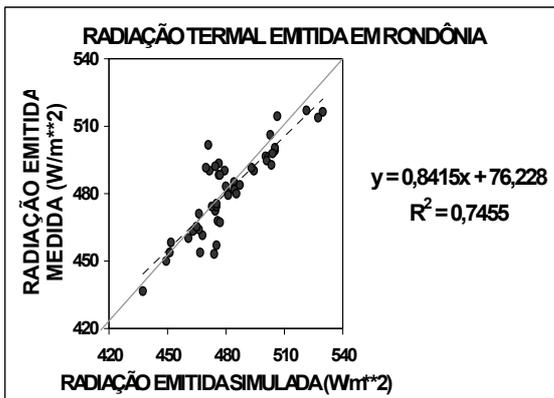


INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-9,55	34,97	= 0
β_1	0,93	0,997	= 1

(a) 56 casos e erro médio = 1,41%

INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	6,06	15,19	> 0
β_1	0,85	0,94	~ 1

(b) 56 casos e erro médio = - 3,36%



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	-5,53	157,98	= 0
β_1	0,67	1,01	= 1

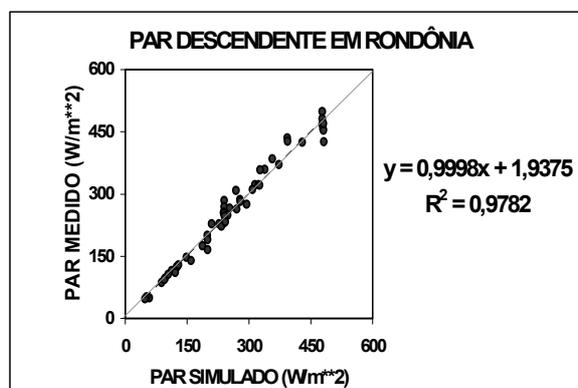
(c) 47 casos e erro médio = 0,03%

INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	LI	LS	Resultado
β_0	100,81	391,29	= 0
β_1	0,11	0,77	< 1

(d) 47 casos e erro médio = - 0,04%

Fig.3.10 – Análise estatística dos fluxos de radiação solar e termal para todas as condições de céu (limpo e encoberto) obtidos nas duas localidades em

Rondônia (RBJ e FNS) realizadas através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5, 3.6, 3.8 e 3.9.



INTERVALO DE CONFIANÇA CONJUNTO DE BONFERRONE			
	IL	SL	Resultado
β_0	-11,92	15,80	= 0
β_1	0.95	1.05	=1

(e) 54 casos e erro médio = 0,17%

Fig.3.11 – Análise estatística do fluxo de radiação fotossinteticamente ativa (PAR) para todas as condições de céu (limpo e encoberto) em Rondônia (RBJ e FNS) realizada através do método de Bonferrone. Os círculos pretos representam os fluxos (W/m^2) para os casos apresentados nas Tabelas 3.5, 3.6, 3.8 e 3.9.

3.5 – CONCLUSÕES DA VALIDAÇÃO DOS MTRs

Observa-se que embora grande parte dos erros médios sejam pequenos, é através da análise estatística dos coeficientes de determinação, coeficientes de correlação, ou das curvas de regressão, obtidas pelo método de Bonferrone, que se pode avaliar a dispersão dos dados e suas tendências de forma confiável.

As simulações provenientes do MTR solar apresentaram altas correlações para os dois sítios experimentais (RBJ e FNS), enquanto que as simulações provenientes do MTR

termal apresentaram as melhores correlações para a região de pastagem (FNS). Esta diferença na simulação da radiação termal pode ser explicada pelo fato do perfil de temperatura, que é um parâmetro de entrada importante no MTR, não ser obtido nas mesmas condições, em relação ao local de coleta dos dados radiométricos, nos dois sítios experimentais. As radiossondagens na FNS foram lançadas próximo à estação de observação radiométrica (5m), enquanto que na RBJ foram lançadas a 5km de distância da torre, local onde foram registradas as medidas radiométricas para região de floresta.

As simulações dos modelos apresentam erros médios da mesma ordem ou até menores do que os erros instrumentais (Tabelas 3.1 e 3.2), exceto para o caso da radiação solar refletida.

A simulação da radiação solar refletida pode ser melhorada com a utilização de valores reais das reflectâncias solar direta e difusa para a radiação na faixa do ultravioleta e fotossinteticamente ativa, e para a faixa da radiação infravermelha próxima e média da vegetação característica de cada região.

Conclui-se, neste Capítulo, que os MTRs são eficientes nas simulações dos fluxos radiométricos, e que melhores resultados poderiam ser verificados com o aperfeiçoamento da obtenção dos dados de entrada em cada sítio experimental. Testes futuros com outras fontes de dados são sugeridos para se aumentar a significância estatística dos resultados dos modelos.

CAPÍTULO 4

SIMULAÇÃO DO CLIMA PRESENTE

Neste capítulo é apresentada a validação do MED com vegetação incluída, no qual são acopladas as novas parametrizações dos processos de transferência radiativa. Este MED é executado utilizando-se como dados de entrada as condições médias anuais. O procedimento de integração é realizado da seguinte forma: o modelo original (Franchito e Rao, 1992), sem o modelo de biosfera incluído, é processado por seis meses (tempo simulado) para atingir o estado de equilíbrio (“spin up”), a partir de um estado de repouso, de uma atmosfera isotérmica (270K), e forçado pelas condições médias anuais. Os resultados desta integração são usados como condições iniciais para o modelo que inclui o esquema de biosfera e as novas parametrizações dos processos radiativos. O modelo é integrado por mais seis meses para se atingir o estado de equilíbrio. Primeiramente são apresentadas as simulações médias anuais dos saldos médios zonais de radiação solar, termal e total, e suas respectivas comparações com os resultados provenientes do trabalho de Varejão-Silva et al. (1998), com os dados de verdade-terrestre observados e estimados por satélites, e com os dados da climatologia obtida através da simulação realizada pelo modelo global CPTEC/COLA (rodada longa para o período de 1989 a 1999). A seguir são apresentados os resultados da simulação das características médias zonais médias anuais do clima presente e suas respectivas comparações com os resultados da reanálise realizada pelo NCEP/NCAR (que neste estudo são considerados como verdade-terrestre), e com a simulação realizada pelo modelo do CPTEC/COLA (rodada longa).

4.1 – SIMULAÇÃO DOS SALDOS RADIATIVOS

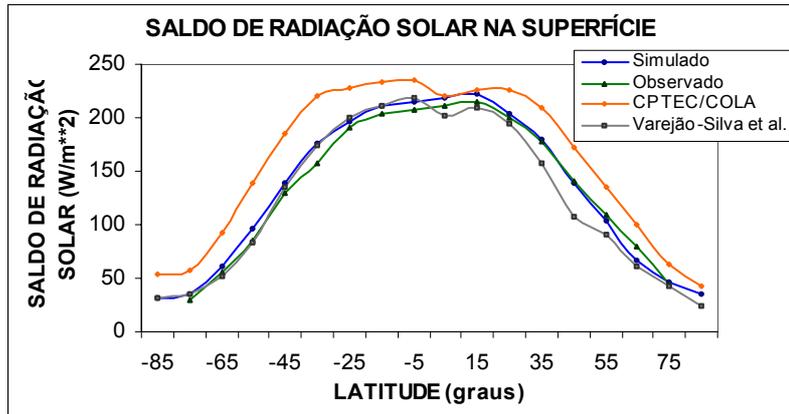
Nesta secção são apresentadas as avaliações das simulações médias zonais anuais dos saldos radiativos da superfície e do planeta, do albedo planetário e da energia solar refletida pelo planeta obtidos através da nova versão do MED. As características médias zonais médias anuais dos parâmetros de entrada necessários às parametrizações dos MTRs no MED com vegetação incluída foram apresentadas no Capítulo 2.

As estimativas de radiação solar planetária e de radiação termal emitida pelo planeta realizadas através de satélite são bem determinadas (Barkstrom et al, 1989), embora a partição da radiação armazenada pelo planeta entre a superfície e a atmosfera ainda não seja bem conhecida. Segundo Wild et al. (1998), isto se deve a escassez de dados observacionais apropriados. Neste estudo as observações de Ou et al. (1989) para a superfície e de Campbell e Vonder Haar (1980) para o planeta são consideradas como verdade-terrestre para efeito de comparação.

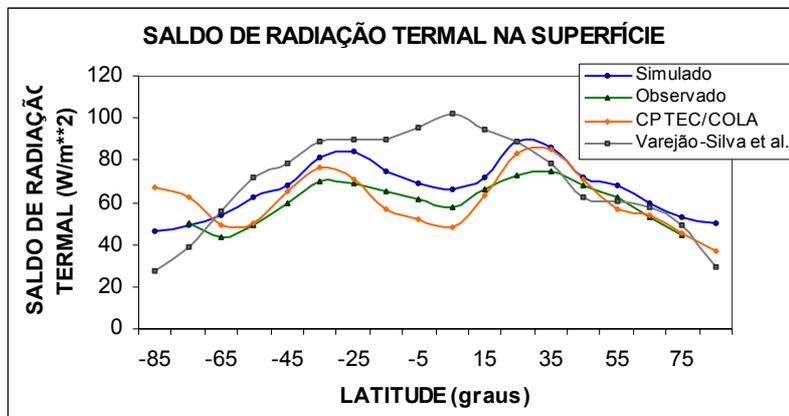
A Figura 4.1 apresenta a distribuição latitudinal dos saldos de radiação médio anual, ou seja, a média zonal anual da radiação solar absorvida pela superfície (ou disponível na superfície), da radiação termal perdida pela superfície e do balanço de radiação na superfície, e suas respectivas comparações com os dados de verdade-terrestre observados em superfície (definidos por Ou et al. (1989)) com as simulações realizadas pelo modelo do CPTEC/COLA (rodada longa) e com as simulações obtidas com a versão anterior do MED (Varejão- Silva et al., 1998).

As simulações do saldo de radiação solar e do balanço de radiação na superfície apresentam boa concordância com os dados de verdade-terrestre observados por Ou et al. (1989) para todas as faixas latitudinais. O saldo de radiação termal apresenta o mesmo comportamento que os dados de verdade-terrestre, porém as simulações são um pouco superestimadas.

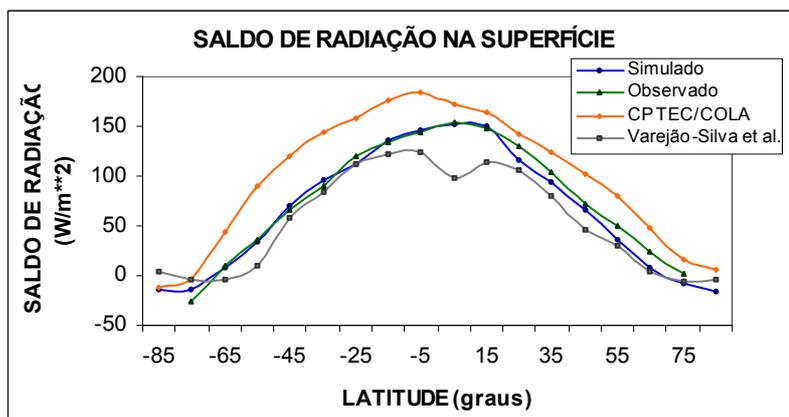
A Figura 4.1a mostra que há uma sensível melhora dos valores simulados com a nova parametrização dos processos de transferência da radiação solar em relação às simulações realizadas com a parametrização anterior (Varejão-Silva et al., 1998). A simulação do saldo de radiação na superfície realizada com a versão anterior apresenta um comportamento diferente daquele observado com os dados de verdade-terrestre na região tropical, e em geral observa-se uma subestimava dos resultados no Hemisfério Norte e uma superestimava no Hemisfério Sul.



(a)



(b)



(c)

Fig. 4.1 – Distribuição latitudinal do saldo de radiação médio anual na superfície. a) radiação solar; b) radiação termal; e c) balanço de radiação. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Ou et al. (1989); a

linha laranja representa as simulações realizada pelo modelo global CPTEC/COLA (rodada longa); e a linha cinza representa as simulações realizadas por Varejão-Silva et al. 1998.

Através da Figura 4.1b pode-se observar que as simulações do saldo de radiação termal obtidas com a nova versão dos processos de transferência radiativa apresentam melhoras significativas quando comparadas com as mesmas simulações realizadas com a parametrização da radiação termal anterior (Varejão-Silva et al., 1998). As diferenças nas simulações provenientes da versão de Varejão-Silva et al. (1998) são mais acentuadas na região tropical, pois o máximo valor simulado é observado nesta região, quando na realidade é observado nesta região a ocorrência de um valor mínimo do saldo de radiação termal, que é ocasionado por causa da existência de nuvens convectivas com grande desenvolvimento vertical na região.

Na análise das simulações do balanço de radiação na superfície provenientes das novas parametrizações do MTRs introduzidas no MED (Figura 4.1c), verifica-se uma boa melhora em relação às simulações obtidas com a versão anterior, principalmente para a região tropical.

Os saldos de radiação solar e o balanço de radiação na superfície simulados pelo CPTEC/COLA superestimam os resultados quando comparados com os respectivos dados de verdade-terrestre e com os valores simulados pelo MED. Ao se comparar o saldo de radiação termal simulado pelo MED com as simulações do CPTEC/COLA na região do Pólo Sul (85°S), verifica-se um desvio significativo. De uma forma geral, os saldos de radiação solar e de radiação na superfície simulados com o MED concordam mais com os dados de verdade-terrestre, do que aqueles simulados pelo modelo do CPTEC/COLA. Para o saldo de radiação termal os valores simulados pelo modelo CPTEC/COLA se aproximam mais dos observados.

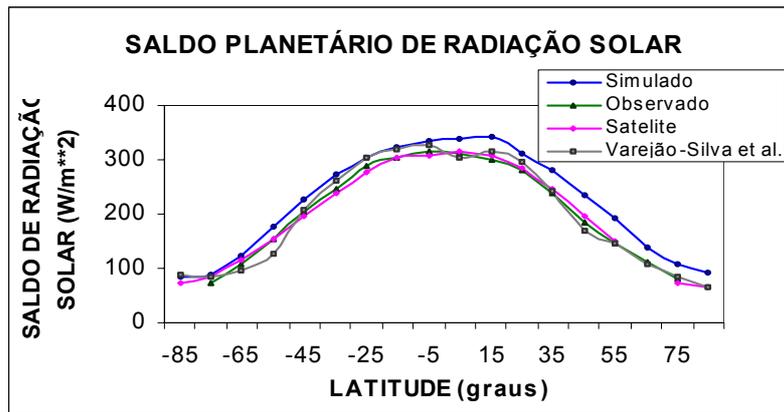
Os resultados desta análise evidenciam que um modelo mais simples do que os MCGs é capaz de avaliar bem o balanço de radiação anual do clima presente.

A Figura 4.2 apresenta a distribuição latitudinal média anual do saldo planetário de radiação solar, do saldo de radiação termal emitida pelo planeta e do balanço planetário de radiação e suas respectivas comparações com os dados de verdade-terrestre observados por Campbell and Vonder Haar (1980), com dados estimados através de satélite (Ellis e Vonder Haar, 1976), e com as simulações obtidas com a versão anterior do MED (Varejão-Silva et al., 1998).

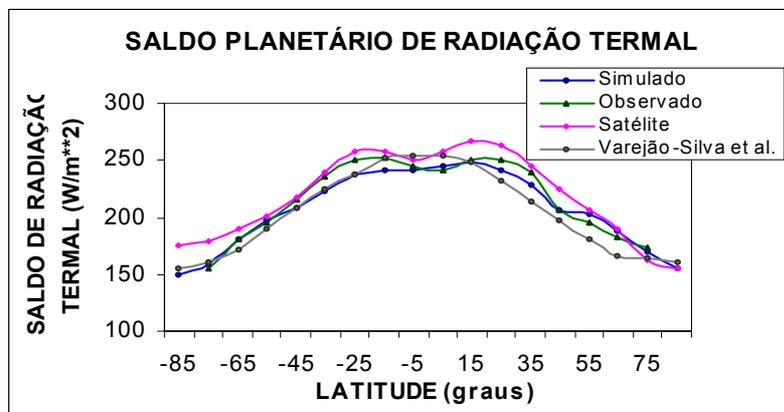
Em geral as simulações do saldo planetário de radiação solar e do saldo planetário de radiação provenientes da nova parametrização dos processos de transferência radiativa do MED apresentam o mesmo comportamento dos dados de verdade-terrestre e das estimativas obtidas através de satélites, porém superestimando-os. As menores diferenças são observadas nas latitudes altas do Hemisfério Sul, principalmente nas simulações do saldo planetário de radiação solar. Estas superestimativas podem estar relacionadas com a climatologia de nebulosidade média zonal e com o fato da caracterização da espessura ótica das nuvens não estar sendo bem representadas. Isto porque é observado na Figura 4.3a que o MED subestima o albedo planetário (principalmente no Hemisfério Norte), e de acordo com Nemesure et al. (1994) as nuvens tendem a aumentar o albedo planetário, o qual é subestimado.

As simulações do saldo de radiação termal também estão em concordância com os dados de verdade-terrestre e de satélites. Porém, em geral, subestimam os resultados provenientes de estimativas realizadas através de satélites, sendo os maiores desvios encontrados em $|25^\circ|$. As simulações desta grandeza apresentam menores diferenças quando comparadas com as observações de Campbell and Vonder Haar (1980), porém não apresentam tendência clara de subestimativa ou superestimativa.

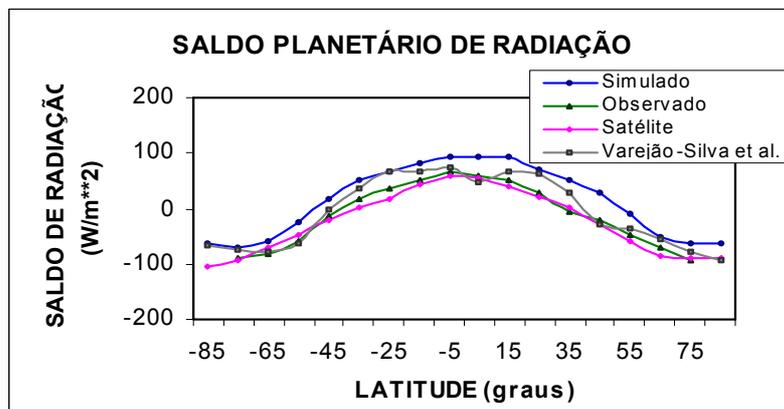
As simulações dos saldos planetários obtidos com a versão anterior apresentam comportamentos distintos daqueles das observações consideradas como verdade-terrestre e estimadas através de satélites. As maiores diferenças são observadas na região tropical e não apresentam tendências em nenhuma das grandezas radiométricas analisadas.



(a)



(b)

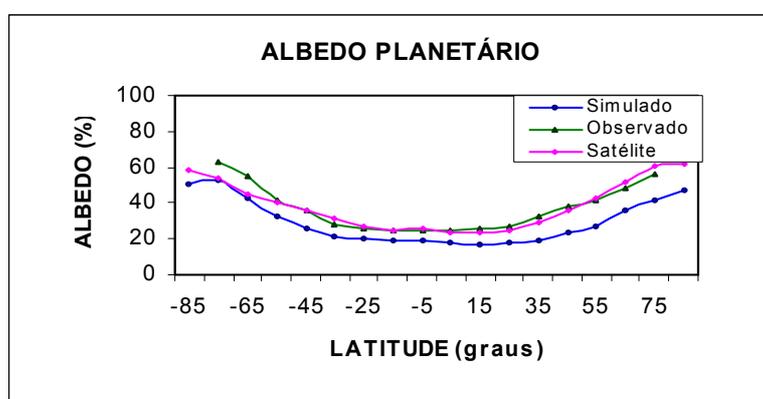


(c)

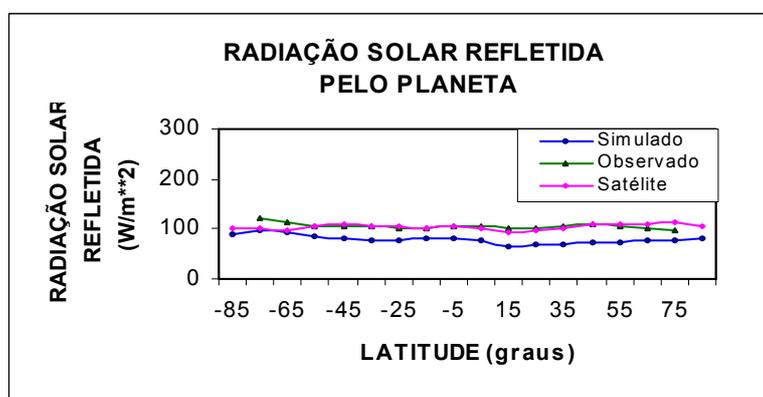
Fig. 4.2 – Distribuição latitudinal do saldo de radiação planetária médio anual. a) radiação solar; b) radiação termal; e c) balanço de radiação. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Campbell and Vonder Haar (1980); a linha rosa representa os saldos de radiação estimados

por satélite (Ellis e Vonder Haar, 1976); e a linha cinza representa os valores simulados por Varejão-Silva et al. (1980).

A Figura 4.3 apresenta a variação latitudinal média anual do albedo planetário e da energia solar refletida no topo da atmosfera simulados pelo MED com as novas parametrizações dos processos de transferência atmosféricas e os respectivos valores observados por Campbell e Vonder Haar (1980) e estimados através de satélites por Ellis e Vonder Haar (1976).



(a)



(b)

Fig. 4.3 – Distribuição latitudinal média anual: a) albedo planetário e; b) energia solar refletida no topo da atmosfera. A linha azul representa os valores simulados pelo modelo acoplado; a linha verde representa os valores de verdade-terrestre observados por Campbell e Vonder Haar (1980); e a linha rosa representa as estimativas obtidas por satélite (Ellis e Vonder Haar, 1976).

Apesar de apresentar uma variação latitudinal semelhante, tanto os valores simulados do albedo planetário, quanto da energia solar refletida pelo planeta, subestimam os valores observados e os valores estimados através de satélites. Os maiores erros são verificados no Hemisfério Norte. Ambas as simulações refletem as características simuladas pelo saldo de radiação planetária, o qual depende fundamentalmente das diferenças existentes entre as simulações dos saldos planetários de radiação solar e radiação termal. Estas, respectivamente, superestimaram e subestimaram os resultados observados. Estas tendências amplificaram os desvios existentes nas simulações planetárias do saldo de radiação, da energia refletida e do albedo. Cabe salientar que as estimativas do saldo de radiação médio anual foram obtidos através de satélites para o período de 1964 a 1971 e apresentam incertezas, que variam de 8% para a região polar, a 10% para a região equatorial (Ellis e Vonder Haar, 1976) .

A comparação estatística entre as simulações das grandezas radiométricas médias zonais anuais resultantes da nova versão do MED e da versão de Varejão-Silva et al. (1998), com relação aos dados de verdade-terrestre observados por Ou et al. (1989) para a superfície, e por Campbell e Vonder Haar (1980) para os saldos planetários, são estabelecidas através dos respectivos coeficientes de determinação.

Os coeficientes de determinação são avaliados para as simulações das grandezas radiométricas realizadas entre as faixas latitudinais de 75° S a 75° N, pois os dados de verdade-terrestre correspondem a este intervalo de latitude. Observa-se, através da Tabela 4.1, sensível melhora na simulação destas grandezas, destacando-se a melhor representação da radiação termal perdida pela superfície (saldo de radiação termal na superfície). A simulação do saldo de radiação termal na superfície avaliada por Varejão-Silva et al. (1998) apresenta um coeficiente de correlação de 0,62 e não consegue representar nem 40% da variação desta grandeza radiométrica. Todavia, a nova versão, que apresenta um coeficiente de correlação de 0,941, representa 88,6% da radiação termal perdida pela superfície.

Esta análise estatística corrobora as avaliações realizadas através da Figura 4.1 e 4.2, comprovando a melhor representação dos saldos de radiação solar, termal e total obtidas

através desta nova parametrização dos processos de transferência radiativa no MED.

TABELA 4.1 – COMPARAÇÃO ESTATÍSTICA REALIZADA ENTRE AS MÉDIAS ZONAIS ANUAIS DAS GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS E OS RESPECTIVOS DADOS DE VERDADE-TERRESTRE

GRANDEZA RADIOMÉTRICA		COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO MED	
		NOVA VERSÃO	VERSÃO DE VAREJÃO-SILVA et al. (1998)
SUPERFÍCIE	Saldo de Radiação Solar	0,989	0,960
	Saldo de Radiação Termal	0,886	0,385
	Balanço de Radiação	0,981	0,933
PLANETÁRIA	Saldo de Radiação Solar	0,985	0,984
	Saldo de Radiação Termal	0,970	0,912
	Balanço de Radiação	0,976	0,952

Li et al. (1997) realizaram uma intercomparação dos valores médios globais anuais do albedo planetário, da radiação solar refletida pelo planeta, e da radiação solar absorvida pela superfície e absorvida pela atmosfera. Nesta comparação foram examinados oito conjuntos de dados provenientes de observações de superfície, de observações realizadas utilizando satélites e de simulações realizadas através de MCGs. A análise apresenta uma grande discordância existente em todas as grandezas radiométricas. Os três tipos de conjuntos de dados apresentam restrições: (a) a amostragem insuficiente de observações de superfície que definem as grandezas avaliadas não permitem uma representação mais precisa; (b) as grandezas estimadas através de observações de satélite são limitadas pela falta de informações de algumas variáveis que afetam o

processo de transferência radiativa, pois dependem direta ou indiretamente de modelos de transferência radiativa; e (c) pela falta de dados de verdade-terrestre sobre algumas regiões necessárias para a validação das estimativas de radiação. Li et al. (1997) constataram que as simulações de MCG são limitadas devido às incertezas relacionadas com a nebulosidade regional e com os erros sistemáticos da ordem de 25 Wm^{-2} ocasionados, provavelmente, pelas imprecisões no cálculo da absorção pelo vapor d'água e/ou por desprezar os efeitos relacionados com aerossóis. Esta intercomparação possibilitou Li et al. (1997) concluir que os dados baseados em radiômetros de terceira geração a bordo de satélite, Earth Radiation Budget Experiment (ERBE), parecem ser os valores radiométricos mais realísticos. Em seu estudo verificou que as maiores superestimativas provenientes do tratamento de imagens de satélites foram encontradas em regiões tropicais durante o período de seca. A forte absorção da radiação solar é ocasionada pelos aerossóis produzidos pela queima de biomassa. Porém seu impacto na média global anual é pequeno (Li et al., 1993 e 1997; e Chylek and Wong, 1995).

Na tabela 4.2 são apresentados os conjuntos de dados utilizados na intercomparação das grandezas radiométricas acima citadas. Foi analisado um conjunto de observações baseadas na rede mundial de piranômetros (Ohmura e Gilgen, 1991), complementado com medidas do ERBE (Barkstrom et al. 1989), denominado como ERBE/Ohmura; e três conjuntos observacionais baseados inteiramente em informações provenientes de satélites, cujos fluxos de radiação solar na superfície foram estimados pelos algoritmos de: Li e Leighon (1993), que utiliza o ERBE; de Pinker e Laszlo (1992); e de Rossow e Zhang (1995), que utilizam as informações do International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP). Estes conjuntos são denominados, respectivamente, de ERBE/Li, ISCCP/Pinker e ISCCP/Rossow. Os outros quatro conjuntos de dados apresentados foram baseados em simulações da radiação solar provenientes dos MCGs: do Centro Climático Canadense (CCC/GCM2); da Universidade do Estado de Colorado (CSU/GCM); do NCAR (NCAR/CCM2), e do Sistema de Observação da Terra da NASA (NASA/GOES-1).

A Tabela 4.2 inclui nas comparações realizadas por Li et al. (1997) as simulações globais realizadas com esta nova versão do MED. Verifica-se que o albedo planetário simulado neste trabalho é equivalente àquele avaliado por satélite (ISCCP/Pinker) e similar ao avaliado através de dados observacionais complementados por estimativas de satélite (ERBE/Ohmura) e ao avaliado somente através de satélite (ERBE/Li). A simulação da energia absorvida pela superfície aproxima-se dos valores considerados observacionais (ERBE/Ohmura), enquanto a simulação da energia absorvida pela atmosfera encontra-se entre os valores observacionais de ERBE/Ohmura e as estimativas de satélites de ERBE/Li. O maior erro encontra-se na simulação da radiação solar refletida no topo da atmosfera, que em comparação com as fontes do ERBE/Ohmura e ERBE/Li é subestimada em $22,0 \text{ Wm}^{-2}$. Este erro deve estar relacionado com as propriedades físicas que caracterizam as nuvens neste estudo.

**TABELA 4.2 – MÉDIA GLOBAL ANUAL DE GRANDEZAS
RADIOMÉTRICAS RELACIONADAS COM O ESPECTRO SOLAR
CONSIDERANDO TODAS AS SITUAÇÕES DE NEBULOSIDADE**

Fontes	Constante Solar (W/m^{-2})	Absorvida pela superfície (W/m^{-2})	Absorvida pela atmosfera (W/m^{-2})	Refletida para o espaço (W/m^{-2})	Albedo planetário (%)
MED – Versão atual	1367	132,0	88,7	79,3	29,63
ERBE/Ohmura	1365	142,0	98,0	101,3	29,6
ERBE/Li	1365	157,0	83,1	101,3	29,6
ISCCP/Rossow	1366	165,1	65,0	111,5	32,6
ISCCP/Pinker	1357	171,1	68,6	99,5	29,3
CSU/GCM	1365	170,2	60,9	110,3	32,3
CCC/GCM2	1365	175,0	57,4	108,6	31,8
NCAR/CCM2	1370	180,6	67,6	94,8	27,6
NASA/GOES-1	1380	190,6	56,0	98,4	28,5

FONTE: Adaptada de Li et al., 1997.

Segundo Wild et al. (1998) a subestimativa da radiação solar pela atmosfera determinadas pelos MCGs pode ser atribuída à subestimativa da absorção da radiação solar por nuvens.

Na Figura 4.4 é exibida a comparação da média global anual do saldo de radiação termal na superfície obtida através da utilização da terceira e da quarta geração do MCG do Instituto Max-Planck da Alemanha (ECHAM3 e ECHAM4) com a simulação desta grandeza pelo MED. Verifica-se boa concordância entre a simulação do MED com os valores simulados pelo ECHAM3.

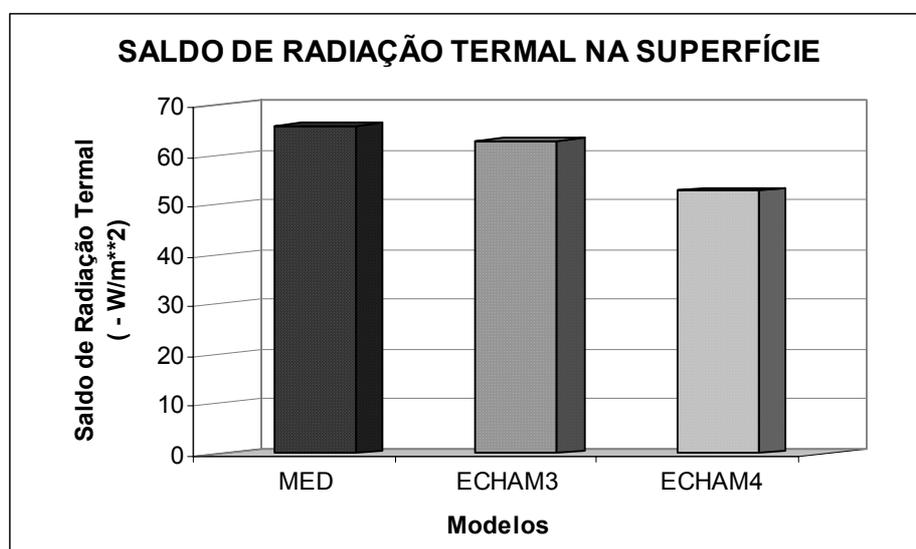


Fig. 4.4 – Comparação da média anual global do saldo de radiação termal.

A Tabela 4.3 mostra os percentuais médios globais anuais das radiações termais emitidas pela superfície e pelo planeta, da radiação termal descendente na superfície, e da radiação solar armazenada na superfície simuladas pelo MED, e pelas melhores estimativas destas grandezas radiométricas apresentadas por Wild et al. (1998). Como mencionado anteriormente, uma das grandes dificuldades da modelagem dos processos radiativos é a determinação da partição de energia. Pode-se verificar, através desta tabela, que a partição de energia está sendo bem simulada com as novas parametrizações dos processos de transferência radiativa incluso no MED, pois os percentuais simulados pelo MED estão próximos dos valores observados nos trabalhos

atuais. O MED subestima o saldo de radiação solar na superfície, a radiação termal descendente na superfície, e a radiação termal emitida pelo planeta em menos de 3%, e superestima a radiação termal emitida pela superfície terrestre em 3,45%.

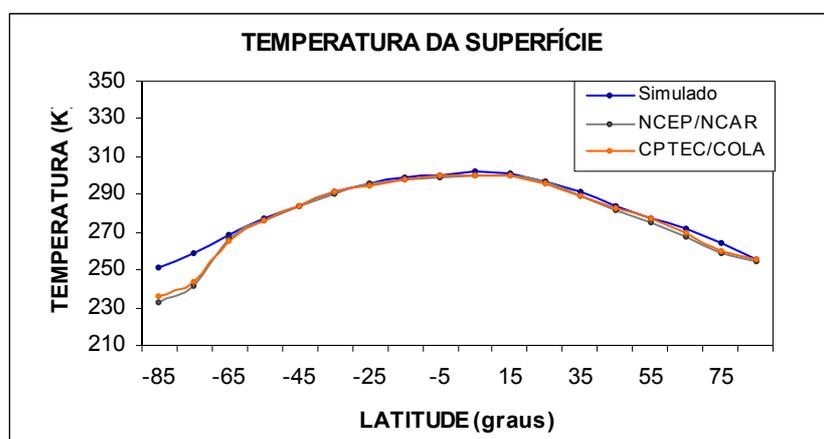
TABELA 4.3 – PERCENTUAIS MÉDIOS GLOBAIS ANUAIS DAS GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS AVALIADAS PELO MED E POR WILD ET AL. (1998)
(unidade: percentual relativo à irradiância solar no topo da atmosfera)

GRANDEZA RADIOMÉTRICA		MED	SIMULAÇÕES COM MCG DE WILD ET AL. (1998)
Superfície	Saldo de Radiação Solar	44	45
	Radiação Termal Emitida	120	116
	Radiação Termal Incidente	98	101
Planeta	Radiação Termal Emitida	69	70

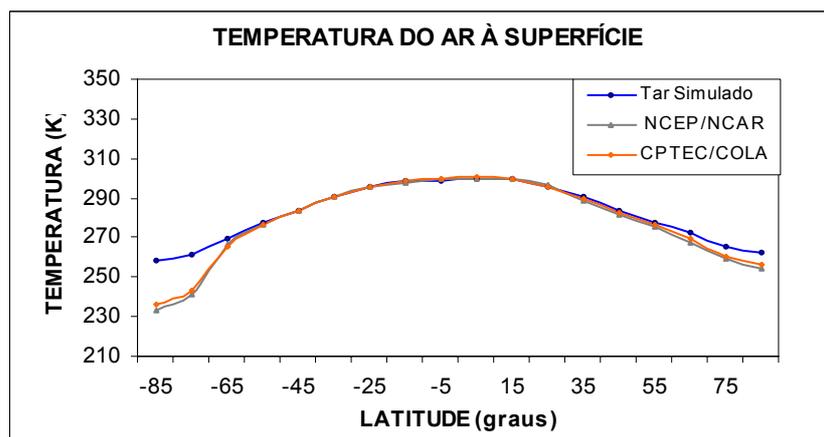
4.2 – SIMULAÇÃO DAS CARACTERÍSTICAS MÉDIAS ZONAIS ANUAIS DO CLIMA PRESENTE

Nesta seção é investigada a validade da nova versão do MED com vegetação inclusa, na qual foi introduzida uma modelagem mais sofisticada dos processos de transferência radiativa. Esta validação é obtida através de comparações das simulações das características médias zonais médias anuais resultantes da nova versão do MED com as respectivas características avaliadas através da reanálise realizada pelo NCEP/NCAR (sendo estes dados considerados neste estudo como verdade-terrestre), e com aquelas provenientes das simulações obtidas através do processamento de 11 anos de dados utilizando a versão T42L18 do MCG do CPTEC/COLA (rodada longa, utilizando informações compreendidas no período de 1989 a 1999).

A Figura 4.5 apresenta a comparação das simulações médias zonais médias anuais da temperatura de superfície (a) e da temperatura do ar próximo à superfície (b). Os resultados mostram que os valores de ambas as temperaturas estão bem simulados, apresentando boa concordância com os valores estimados pelo NCEP/NCAR e simulados pelo CPTEC/COLA, exceto para o Pólo Sul, onde observa-se uma superestimativa das temperaturas em aproximadamente 8%. A temperatura do ar à superfície é superestimada nas regiões polares, porém em menor grau na região do Pólo Norte (em torno de 9,5% no Pólo Sul e de 2,7% no Pólo Norte), provavelmente devido à diferença de continentalidade existente entre as regiões onde se encontram.



(a)



(b)

Fig. 4.5 – Distribuição latitudinal da média zonal média anual, das temperaturas da superfície (a) e do ar próximo da superfície (b). As simulações obtidas pelo MED são indicadas pelas linhas azuis; os valores obtidos através das

reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR são representadas pelas linhas cinza; e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas.

A Figura 4.6 mostra uma boa concordância entre a média zonal anual da temperatura do ar na isobárica de 500 hPa simulada pelo MED e os respectivos valores obtidos da reanálise do NCEP/NCAR.

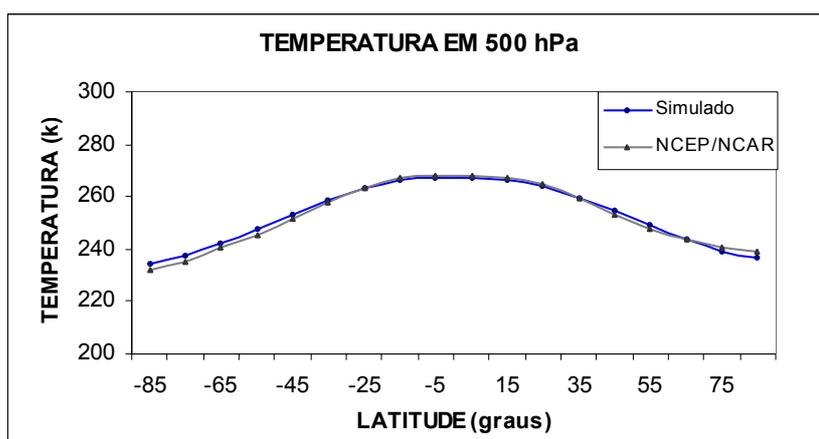


Fig. 4.6 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da temperatura do ar em 500hPa simulada pelo MED (azul) com os respectivos valores obtidos pela reanálise realizada pelo NCEP/NCAR (cinza).

A simulação da umidade específica da superfície nas regiões polares obtidas pelo MED Varejão-Silva et al. (1998) não era bem representada, sendo seus valores nulos. Para melhor representá-la na versão atual do MED, a parametrização da umidade específica na superfície para as regiões polares é baseada na parametrização empírica definida por Franchito et al. (1998), a qual é função da temperatura na superfície.

A Figura 4.7 ilustra a distribuição latitudinal da média zonal anual da umidade específica do ar à superfície. Em geral, observa-se boa concordância das simulações com os respectivos valores apresentados pela reanálise do NCEP/NCAR, sendo evidenciado uma superestimativa das simulações nas regiões tropicais e uma subestimativa para as latitudes médias acima de 35°, como em Varejão-Silva et al. (1998). Contudo, os valores simulados nas regiões polares com a versão atual do MED aproximam-se dos valores observados.

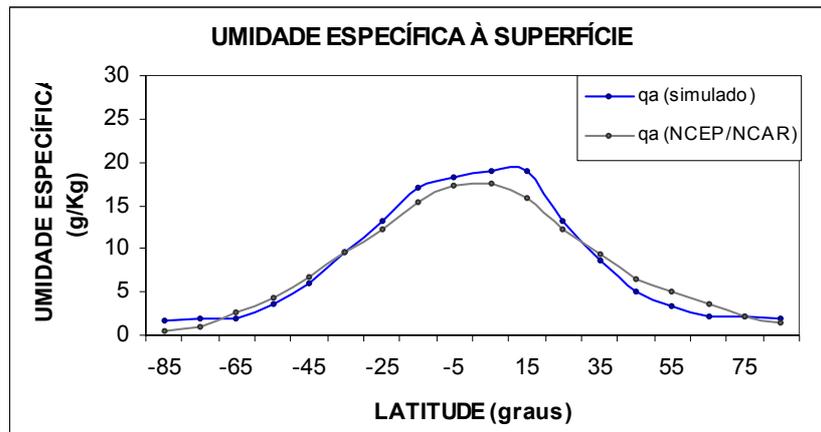


Fig. 4.7 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da umidade específica à superfície. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul e os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza.

A variação latitudinal da média zonal da precipitação média anual é mostrada na Figura 4.8. De um modo geral, a precipitação simulada pelo MED apresenta configuração semelhante àquelas expostas pelo NCEP/NCAR e pelo CPTEC/COLA. Porém, os valores simulados pelo MED apresentam melhores concordâncias com os valores descritos através da reanálise do NCEP/NCAR, reproduzindo bem os máximos situados no equador e latitudes médias. Os valores simulados são muito próximos dos observados na região entre as latitudes de 45°S e 15°N. Nas demais regiões são verificadas subestimativas da precipitação, cujas menores diferenças com relação às observações são notadas no Hemisfério Sul.

A respeito das simulações da precipitação realizadas pelo modelo do CPTEC/COLA, observa-se que os máximos secundários e mínimos encontram-se defasados de 15° em ambos hemisférios em relação às simulações realizadas pelo MED e às reanálises descritas pelo NCEP/NCAR. Também o máximo na região equatorial é superestimado em relação aos dados do NCEP/NCAR.

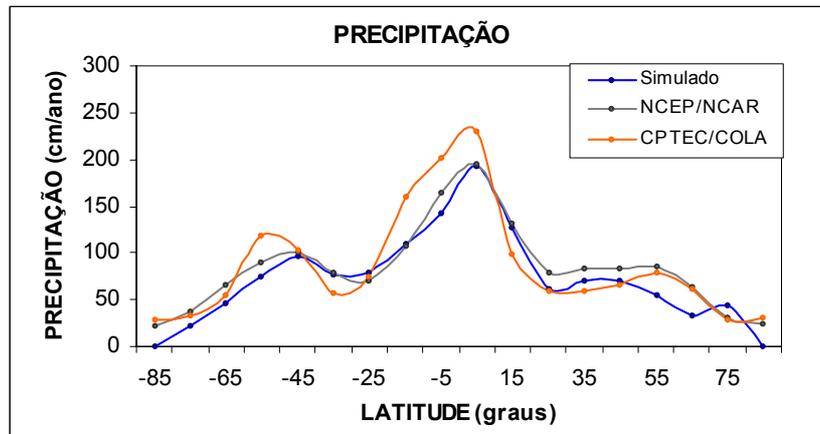


Fig. 4.8 – Distribuição latitudinal da precipitação média zonal anual. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul, os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas.

A Figura 4.9 exhibe a simulação média zonal média anual, da velocidade vertical (ω) na isobárica de 500 hPa e sua comparação com os respectivos valores apresentados pelo NCEP/NCAR e simulados pelo modelo do CPTEC/COLA.

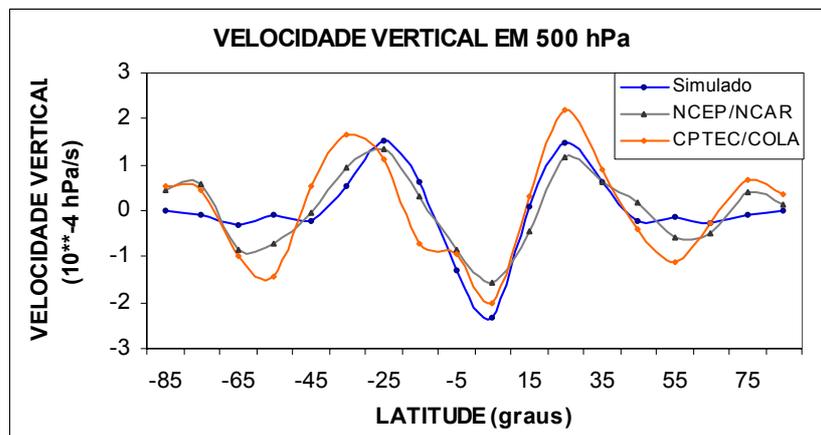


Fig. 4.9 – Distribuição latitudinal da média zonal anual da velocidade vertical (ω) na isobárica de 500 hPa. As simulações obtidas pelo MED estão indicadas em azul, os valores obtidos através das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR estão representadas em cinza e as simulações do CPTEC/COLA (rodada longa) pelas linhas laranjas.

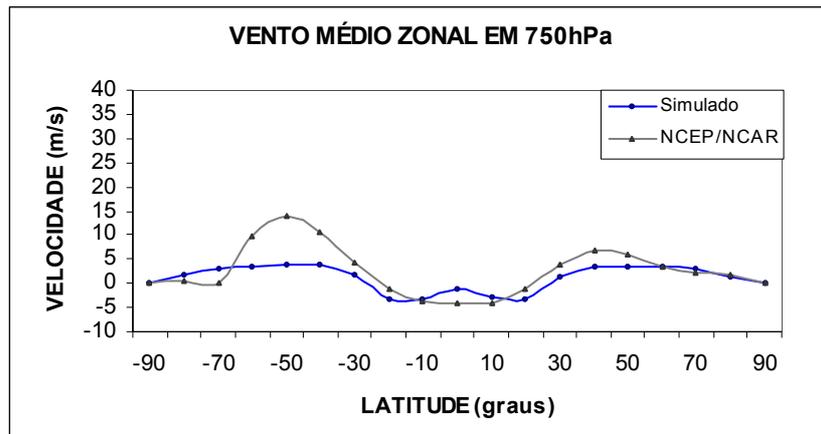
Verifica-se que a simulação da velocidade vertical na isobárica de 500hPa pelo MED descreve bem a configuração obtida pela reanálise do NCEP/NCAR, principalmente na faixa latitudinal de 45° S a 45°N. A simulação da velocidade vertical em 500hPa consegue reproduzir a circulação tri-celular, embora haja superestimativa do mínimo na área equatorial e dos máximos nos subtropicais.

Ao se analisarem as simulações da velocidade vertical (ω) em 500hPa provenientes do CPTEC/COLA com relação às respectivas simulações obtidas através do MED, verifica-se que as diferenças nos máximos que ocorrem em latitudes médias são mais acentuadas do que as diferenças encontradas na comparação com os respectivos valores provenientes da reanálise do NCEP/NCAR. Observa-se, também, uma defasagem de 15° entre o máximo valor simulado para o Hemisfério Sul. O desvio na simulação do mínimo equatorial pelo MED é mais acentuado do que o respectivo valor apresentado pelo CPTEC/COLA.

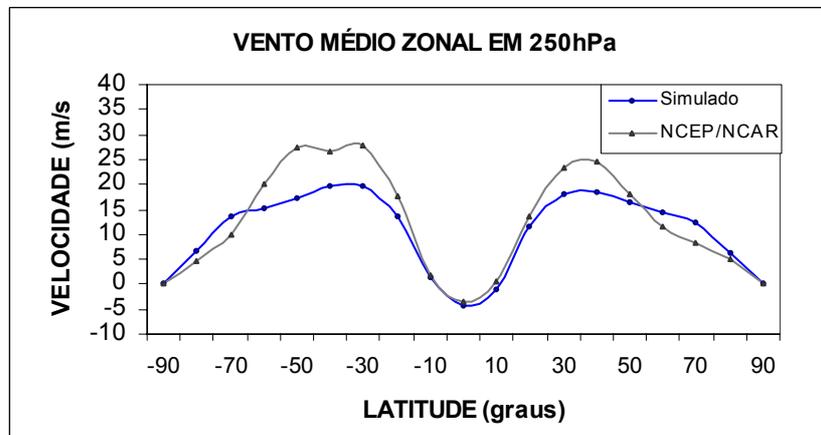
A Figura 4.10 mostra a distribuição latitudinal da média anual do vento zonal médio zonal nas superfícies isobáricas de 750 hPa (a) e de 250 hPa (b). Ao comparar as simulações da componente zonal do movimento atmosférico com os respectivos valores obtidos com a reanálise realizada pelo NCEP/NCAR, verifica-se que o vento zonal médio zonal é melhor simulado para a superfície isobárica de 250 hPa do que para 750 hPa.

A Figura 4.10a ilustra uma melhor concordância das simulações da componente zonal do vento em 750 hPa para o Hemisfério Norte, sendo que as maiores discrepâncias são observadas entre 45°S e 65°S. Este comportamento também foi observado em outros trabalhos com MEDs (Gutman et al., 1984; Franchito e Rao, 1992; Varejão-Silva et al. 1998; Franchito et al., 1998; e Rao et al., 2000).

A Figura 4.10b evidencia a boa concordância das simulações dos ventos de leste na superfície isobárica de 250 hPa obtidas com o MED para a região tropical. Nesta figura também verifica-se que a posição dos ventos de oeste (jatos) nas latitudes médias são bem simulados, sendo suas intensidades subestimadas, principalmente no Hemisfério Sul.



(a)



(b)

Fig. 4.10 – Distribuição latitudinal da média anual, do vento médio zonal nos níveis de 750hPa (a) e de 250hPa (b). As simulações obtidas pelo MED são indicadas pelas linhas azuis e os valores provenientes das reanálises realizadas pelo NCEP/NCAR são representados pelas linhas cinza.

Nas simulações da evaporação média zonal anual provenientes do MED, não apresentadas nesta seção, verifica-se a ocorrência de um máximo na região equatorial. Este modelo não conseguiu reproduzir máximos verificados nas regiões subtropicais. Segundo Varejão-Silva (1996), as falhas observadas na simulação do vento médio zonal em 750 hPa interferem na obtenção do vento à superfície e, portanto, influenciam na simulação da evaporação e transpiração. Esta limitação inibe a simulação dos máximos de evaporação verificados nas regiões subtropicais.

A Figura 4.11 apresenta as simulações médias zonais do balanço anual da energia para a região continental, onde a radiação disponível da superfície (saldo de radiação) deve ser compensada pelas perdas provenientes dos processos não-radiativos (evapotranspiração e convecção, uma vez que a média anual do fluxo de calor para a subsuperfície é nulo). A máxima liberação de calor latente é observado na região equatorial, onde há um predomínio da floresta tropical, na qual a evapotranspiração é alta.

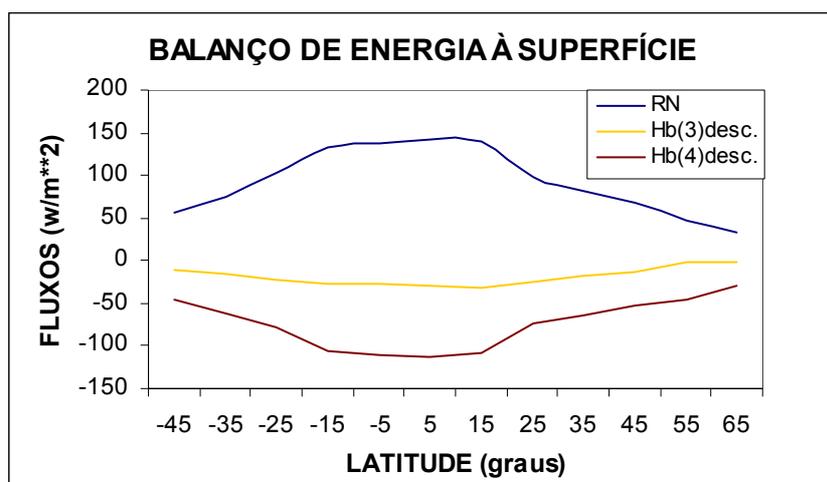


Fig. 4.11 – Distribuição latitudinal da simulação média zonal do balanço anual de radiação sobre as áreas continentais obtidas através do MED. Saldo de radiação ($H_{vd}(1)\downarrow + H_{vd}(2)\downarrow$) em azul. Fluxo descendente de calor sensível ($H_b(3)\downarrow$) e fluxo descendente de calor latente ($H_b(4)\downarrow$).

A Tabela 4.4 apresenta a comparação estatística realizada entre variáveis meteorológicas médias zonais médias anuais, que caracterizam o clima presente, obtidas com a nova versão do MED e com a versão de Varejão-Silva et al. (1998). Esta comparação estatística é realizada através da obtenção do coeficiente de determinação, que é calculado considerando-se como verdade-terrestre os dados provenientes da reanálise do NCEP/NCAR. São expostos, nesta tabela, os coeficientes de determinação para a média zonal anual da temperatura da superfície, temperatura do ar próximo a superfície, temperatura do ar na superfície isobárica de 500hPa, umidade específica do ar próximo à superfície, evapotranspiração, precipitação, vento médio zonal nas superfícies isobáricas de 750hPa e de 250hPa, e velocidade vertical na superfície

isobárica de 500hPa. A análise estatística das variáveis meteorológicas foi realizada utilizando-se 18 amostragens, exceto na análise da evapotranspiração e da precipitação, cujas amostragens foram 13 e 16, respectivamente. Cada amostragem representa a simulação da variável meteorológica para o cinturão de 10° de latitude.

TABELA 4.4 – ANÁLISE ESTATÍSTICA DAS VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS MÉDIAS ZONAIS, MÉDIAS ANUAIS, SIMULADAS PELAS VERSÕES ATUAL E ANTERIOR DO MED

VARIÁVEIS METEOROLÓGICAS	FAIXA DE LATITUDE	COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO MED	
		VERSÃO ATUAL	VERSÃO DE VAREJÃO-SILVA et al. (1998)
\bar{T}_s	-85° a 85°	0,97	0,95
\bar{T}_a	-85° a 85°	0,95	0,93
\bar{T}_2	-85° a 85°	0,99	0,98
\bar{q}_a	-85° a 85°	0,99	0,98
\bar{E}	-65° a 55°	0,79	0,75
\bar{P}	-75° a 75°	0,93	0,93
\bar{U}_1	-90° a 90°	0,89	0,93
\bar{U}_3	-90° a 90°	0,63	0,66
$\bar{\omega}$	-85° a 85°	0,74	0,76

Em geral, verifica-se que a introdução das novas parametrizações da radiação solar e da radiação termal no MED, com vegetação incluída, contribuem para melhorar as simulações médias zonais anuais do clima presente. O maior impacto está nas temperaturas simuladas pelo modelo.

De forma geral a versão atual do MED consegue reproduzir bem as características médias zonais anuais do clima presente. Esta versão do MED apresenta o tratamento dos processos de transferência radiativa mais sofisticado, que o torna mais versátil. Na versão atual do MED, há mais possibilidades da realização de estudos de sensibilidade do clima no que diz respeito aos efeitos de alterações do uso da terra, e de alterações dos gases do efeito estufa, que são apresentados no capítulo que se segue.

CAPÍTULO 5

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE

Um dos principais alvos de pesquisa sobre mudanças climáticas está relacionado com as alterações ocasionadas pelas ações antropogênicas no uso da terra e na emissão dos gases do efeito estufa.

As emissões de gases do efeito estufa, como CO₂, CH₄, O₃, N₂O, CFCs, etc., são decorrentes de mudanças do uso da terra (desflorestamento, queima de biomassa, atividades agrícolas, etc.), queima de combustíveis fósseis e processos industriais. A ação antropogênica destes gases, conforme suas características espectrais, atua como forçante radiativa, alterando o balanço de radiação e, conseqüentemente, o balanço climático. Uma vez que o efeito radiativo destes gases apresenta uma realimentação positiva no armazenamento de energia, a introdução destes gases na atmosfera resulta num aumento da temperatura do planeta.

Esta evidência originou a necessidade do desenvolvimento de instrumentos legais internacionais sobre a questão da mudança climática, acarretando a criação da Convenção – Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas, e a adoção do Protocolo de Kyoto. Este estabelece, para os países que o assinaram, metas de redução da liberação dos gases do efeito estufa, objetivando a estabilização de suas concentrações na atmosfera (Miguez, 1999).

A avaliação das mudanças de concentrações dos gases do efeito estufa é muito complexa e incerta, pois envolve o conhecimento dos diversos biomas que compõem suas fontes e sumidouros, bem como o conhecimento dos seus tempos de residência na atmosfera (IPCC 2001).

Nesta secção são apresentados os experimentos de sensibilidade relacionados com estas ações, como: desflorestamento, emissão de CO₂, de CH₄, de N₂O e de O₃ troposférico, e queima de biomassa.

O equilíbrio climático é determinado por complexas interações dos processos dinâmicos e termodinâmicos da interface terra-atmosfera, que a versão atual do MED conseguiu reproduzir satisfatoriamente bem com a simulação do clima presente. Em vista disso, em todos os experimentos de sensibilidade, é definido como experimento de controle a simulação do clima presente descritas nas secções 5.1 e 5.2. Na realização dos experimentos de sensibilidade, são introduzidas, no programa computacional, as modificações necessárias ao estudo, sendo este executado de forma equivalente à situação de controle, ou seja, os seis primeiros meses são executados sem a inclusão da vegetação e da nova versão do modelo de transferência radiativa, e os seis meses seguintes, necessários para o alcance do equilíbrio climático, são executados com todas as modificações. Em todos os estudos, os resultados analisados serão apresentados em termos dos desvios existentes entre a simulação do experimento estudado e a respectiva simulação do experimento de controle (situação perturbada menos situação de controle), exceto no estudo da sensibilidade do clima quanto à introdução de criação de gado em área desflorestada, cuja situação de controle é definida pelo experimento de desflorestamento.

5.1 – EXPERIMENTO DE DESFLORESTAMENTO

O crescente desflorestamento na região tropical tem preocupado a comunidade científica no que diz respeito ao impacto climático (Fearnside, 2001 e 2002). Muitos experimentos têm sido conduzidos para averiguar as conseqüências climáticas ocasionadas pela remoção da Floresta Amazônica. Este interesse científico tem sido motivado por causa de sua localização tropical, de sua grande extensão territorial e pelo crescente desflorestamento observado nas últimas duas décadas.

A porção brasileira da Floresta Amazônica (60%) engloba uma área de aproximadamente 5

milhões de quilômetros quadrados, sendo que 3,7 milhões de km² apresentam fisionomia vegetal típica de floresta. Há 30 mil espécies vegetais reconhecidas, que representam 10% das plantas do planeta. A Floresta Amazônica está distribuída em diversos tipos de ecossistemas associados, que compreendem as florestas fechadas de terra firme, onde despontam árvores de 30 a 60 metros de altura, as várzeas ribeirinhas, os campos, as campinas e os serpenteantes igarapés (Robert et al., 1996; Moura, 2001, INPE, 2000).

O INPE tem acompanhando o desflorestamento da Floresta Amazônica brasileira através de imagens de satélite. O relatório de monitoramento da Floresta Amazônica de abril de 2000 (INPE, 2000) apresenta a taxa média anual de *desflorestamento bruto*¹ de 17044 km² para o período de janeiro de 1977 a agosto de 1998. A evolução desta taxa é detalhada na Figura 5.1.

Segundo Nobre et al. (1991), se o desflorestamento continuasse com as taxas verificadas até 1990 muito da floresta tropical desapareceria em menos de 100 anos. Este cenário continua realístico com as taxas atuais de desflorestamento.

No estudo de sensibilidade ao desflorestamento as alterações nos parâmetros de superfície são realizadas somente para a região continental na área compreendida entre 10° N e 20° S. Os parâmetros de vegetação, tais como a fração de cobertura vegetal, as reflectâncias da região espectral inferior e superior a 0,7µm, fator de sensibilidade à luz, resistência estomática mínima, comprimento da rugosidade da vegetação, índices de área foliar máximo e mínimo, índice de tronco e matéria morta, e dimensão característica da folha, são ponderados pela fração de terra coberta para cada tipo de vegetação.

No experimento de desflorestamento, estas alterações consistem na substituição destes parâmetros de superfície definidos pelo BATS (Tabela 2.5) para a Floresta Amazônica

¹*Desflorestamento bruto* é entendido como a conversão de áreas de fisionomia florestal primária em áreas devastadas por ações antropogênicas detectadas por plataformas ambientais. Neste caso não foram deduzidas as áreas em processo de sucessão secundária ou recomposição florestal. Foram excluídas as áreas de cobertura vegetal afetadas por exploração de madeira.

(vegetação floresta perenifolia), pelos parâmetros de superfície que caracterizam a pastagem (gramínea baixa). Neste experimento de desflorestamento, assume-se um aumento do albedo da superfície e uma diminuição do comprimento de rugosidade da vegetação. Segundo Lean et al. (1996) estes dois termos são os mais importantes parâmetros controladores da resposta do desflorestamento.

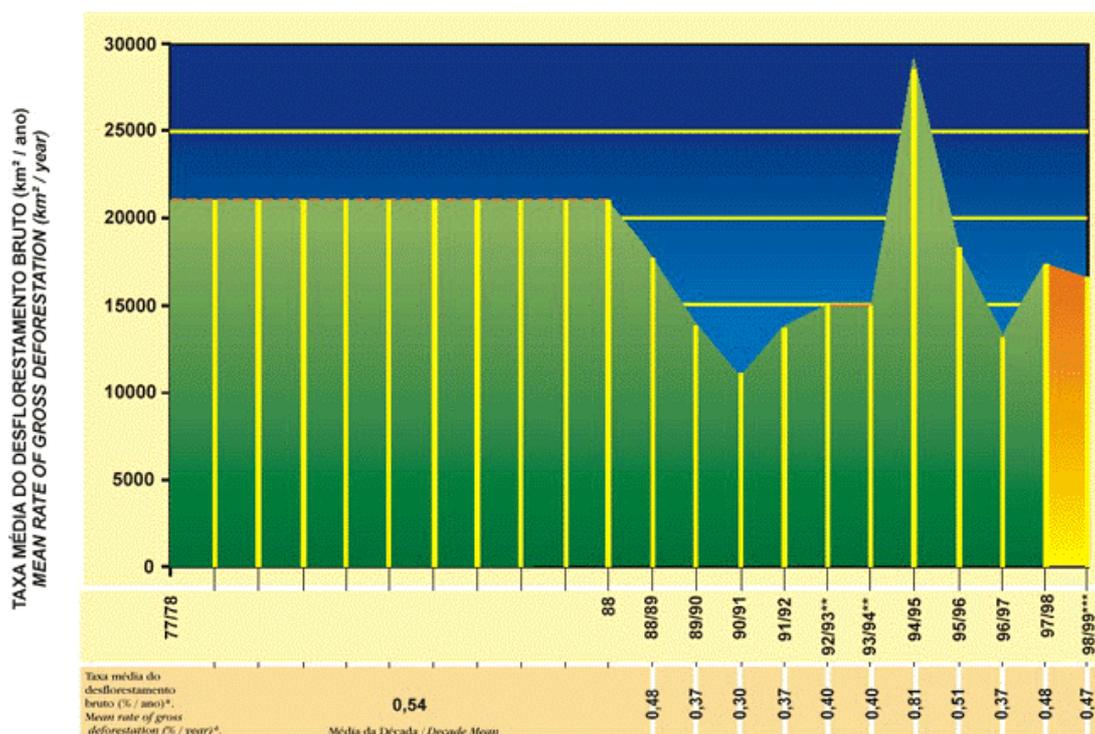


Fig.5.1 - Evolução da taxa média do desflorestamento bruto na Amazônia (km²ano⁻¹).

Fonte: http://www.inpe.br/Informacoes_Eventos/amazonia.htm

Os resultados mostrados representam a média ponderada para cada cinturão de latitude continental, de modo que as variáveis climáticas sofrem um impacto proporcional à área na qual as alterações nos parâmetros de superfície ocorrem.

O sistema alcança um novo equilíbrio radiativo com a modificação da cobertura vegetal desta região tropical. Esta mudança na fisionomia vegetal acarreta em um aumento do

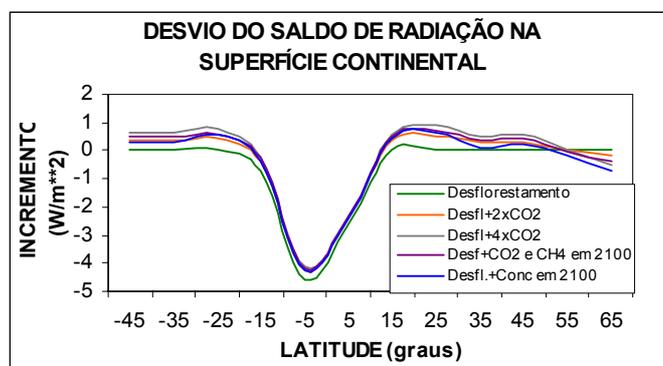
albedo da superfície e, conseqüentemente, em uma redução no armazenamento de radiação solar na superfície. Analisando-se os desvios obtidos entre o experimento de desflorestamento e o experimento de controle, é observado que a redução do saldo de radiação solar (-5,6% em 5°S e -3% em 5°N) é mais acentuada do que a redução do saldo de radiação termal (-3% em 5°S e -1,7% em 5°N). Estas tendências de redução nos saldos de radiação solar e termal concordam com os estudos de desflorestamento mencionados na Tabela 5.1, exceto com aqueles obtidos por Manzi (1993).

O impacto causado pelo desflorestamento no balanço de energia para a região continental é mostrado na Figura 5.2. Verifica-se que o maior decréscimo do saldo de radiação ocorre no cinturão de latitude centrado em 5° S, região onde se concentra a maior área da floresta tropical perniifolia da América do Sul. Conseqüentemente, as maiores diferenças na partição desta energia também situam-se nesta região.

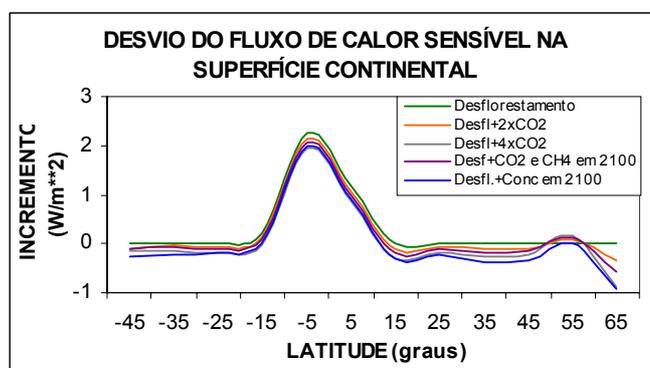
Observa-se no desflorestamento um aumento do fluxo de calor sensível e um decréscimo do fluxo de calor latente, cujas máximas alterações ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5°S e são, respectivamente, 2,3 Wm⁻² e 6,9 Wm⁻², que representam um acréscimo 8,44% no fluxo de calor sensível e uma redução de 6,2% no fluxo de calor latente. Os desvios encontrados no cinturão de latitude de 5°N correspondem a um decréscimo de quase 50% dos desvios encontrados em 5°S, ou seja, +1,2 Wm⁻² (+4%) para o fluxo de calor sensível e -3,7 Wm⁻² (-3,3%) para o fluxo de calor latente.

A Figura 5.3 apresenta o desvio médio zonal continental anual da razão de Bowen² ocasionados pelo desflorestamento e pelo desflorestamento associado à mudança de gases do efeito estufa. O desflorestamento ocasionou um desvio positivo na razão de Bowen, ou seja, a substituição de floresta por gramíneas baixas torna o clima regional mais seco. Nesta figura também é observado que o aumento da concentração de gases do efeito estufa na área desflorestada induz uma amenização dos desvios.

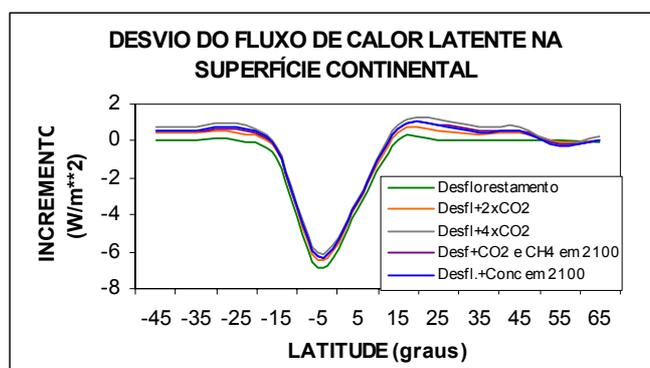
² É o quociente entre o fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente



(a)



(b)



(c)

Fig. 5.2 – Desvios (situação perturbada menos controle) das simulações médias zonais médias anuais, do balanço de energia na superfície continental no experimento de desflorestamento. a) saldo de radiação; b) fluxo de calor sensível; c) fluxo de calor latente. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do

CO₂ (laranja); com quadruplicação do CO₂ (cinza); com as concentrações de CO₂ e CH₄ em 2100 (violeta); e com as concentrações de gases-estufa previstas para 2100 (azul).

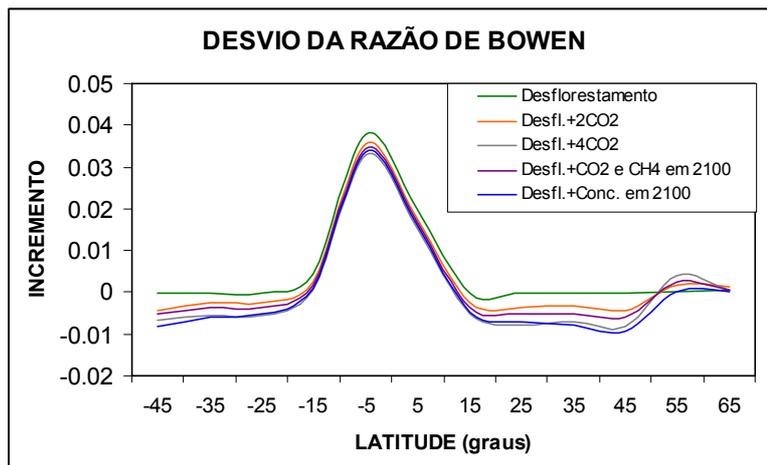


Fig. 5.3 – Desvios (situação perturbada menos controle) das simulações médias zonais médias anuais, da razão de Bowen na superfície continental no experimento de desflorestamento. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO₂ (laranja); com quadruplicação do CO₂ (cinza); com as concentrações de CO₂ e CH₄ em 2100 (violeta); e com as concentrações de gases-estufa previstas para 2100 (azul).

As tendências observadas na partição de energia são semelhantes àquelas obtidas com a versão de Varejão-Silva et al. (1998), e também às observadas por diversos autores, como Lean e Warrilow (1989), Nobre et al. (1991), Dickinson e Kennedy (1992), Henderson-Sellers et al. (1993), Polcher e Laval (1994a e b), Sud et al. (1996), e Lean e Rowntree (1993 e 1997), cujos resultados dos efeitos climáticos provocados pelo desflorestamento da Floresta Amazônica encontram-se descritos na Tabela 5.1.

TABELA 5.1 - EFEITO CLIMÁTICO DO DESFLORESTAMENTO DA FLORESTA AMAZÔNICA (área continental entre 10° S e 10° N)

Modelo de Circulação Geral ³	Superfície	r _s ⁴ (%)	Rn (Wm ⁻²)	H (Wm ⁻²)	LE (Wm ⁻²)	Ts (°C)	Ta (°C)	P (cm/ano)	E (cm/ano)	
Lean e Warrilow (1989)	Warrilow ⁵	14/19	147	57	90	23,6	-	240,9	113,9	
			-21	+3	-24	+2,4	-	-48,9	-31,0	
Nobre et al. (1991)	SiB	12,5/21,6	172	44	128	23,5	-	246,4	165,7	
			-26	+12	-38	+2,5	+2	-64,3	-49,6	
Dickinson e Kennedy (1992)	BATS	12/19	156	54	102	25,6	-	200,7	127,7	
			-18	+2	-20	+0,6	-	-51,1	-25,5	
Lean e Rowntree (1993)	Warrilow ⁵	14/19	141,2	75,3	65,9	25	-	207,7	83,2	
			-18,5	+2,9	-21,4	+2,1	-	-29,6	-20,1	
Manzi (1993)	ISBA	13/20	129	19	109	23,5	24,4	194,5	138,0	
			+1	+10	-9	-0,5	+1,3	-1,5	-11,3	
Polcher e Laval (1994a)	SECHIBA	9,8/17,7	165	40	125	26	-	261,7	193,5	
			-12	+34	-46	+3,8	-	+39,4	-98,5	
Polcher e Laval (1994b)	SECHIBA	13,5/21,6	149,3	53,6	95,7	30,5	28,8	161,3	112,8	
			-14,2	+5,8	-20	+0,14	-0,11	-18,6	-12,8	
Sud et al. (1996)	SiB	11,8/12,4	145,8	56,8	88,5	24,09	24,06	181,7	111,2	
			-4,7	+2,3	-7	+0,8	+0,7	-6,1	-8,8	
Lean e Rowntree (1997)	Warrilow ⁶	13/18	157	31,9	125	23,8	-	75,92	157,68	
			-13,8	+9,7	-23,4	+2,3	-	-15,7	-29,6	
MED de Varejão-Silva (1998)	5° S	BATS	4/10 ⁷	157,5	37	120,5	22	22,4	180,2	149,9
	-7,7			+7,5	-15,2	+2	+1,2	-17,9	-18,9	
	5° N			140,3	32,9	107,4	22,1	22,4	205,8	133,6
MED Atual	5° S	BATS	12/19	137,0	26,7	110,3	22,3	22,7	159,5	137,1
				-4,6	+2,3	-6,9	+1,31	+0,74	-8,21	-8,5
	5° N			142,7	29,7	113	22,6	22,9	202,6	140,5
	-2,5			+1,2	-3,7	+0,8	+0,42	-4,55	-4,63	

³ Obs: Azul ⇒ Controle; Verde ⇒ Diferença entre desflorestamento e controle.

⁴ r_s é a reflectância espectral nas faixas espectral inferior a 0,7µm e na faixa espectral superior e igual a 0,7µm

⁵ Warrilow et al. (1986).

⁶ Warrilow et al. (1986) + resistência interativa + hidrologia multicamada.

⁷ Foi usado no cálculo do albedo somente a reflectância espectral da radiação solar fotossinteticamente ativa.

A comparação dos resultados da partição de energia simulados neste trabalho com aqueles obtidos pelos MCGs devem ser avaliados com restrições, pois nos MCGs as alterações nos parâmetros de superfície e as simulações são realizadas para uma área continental restrita à região da Floresta Amazônica, com uma resolução espacial muito mais fina do que a apresentada pelo MED. Além disso, embora as perturbações fossem inseridas numa área continental tropical ocupada por floresta perenifólia (Floresta Amazônica), os resultados das simulações deste MED são representativos da média zonal para toda a área continental do cinturão de latitude perturbado (faixa latitudinal continental na qual a Floresta Amazônica encontra-se inserida). Por conseguinte, os resultados aqui obtidos são mais suavizados.

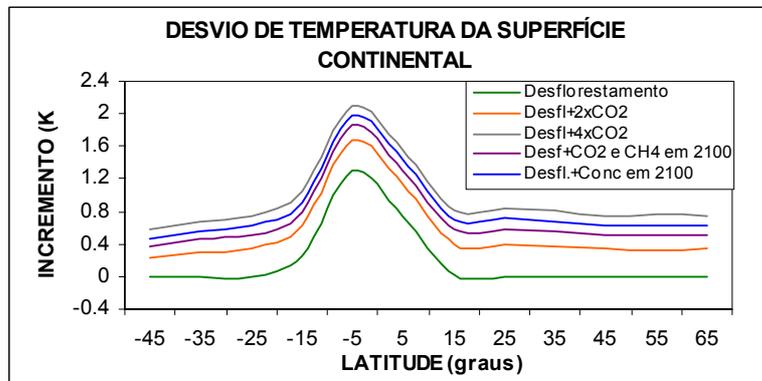
Apesar da diferença entre os modelos, a simulação desenvolvida neste trabalho dos efeitos do desflorestamento sobre o balanço de energia na superfície são coerentes com vários trabalhos apresentados na Tabela 5.1.

Nas últimas décadas, a principal fonte de emissão antropogênica de CO₂, devido ao uso da terra, tem sua origem no desflorestamento da região tropical. Estima-se que, ao longo dos últimos 135 anos, a emissão de CO₂ procedente das regiões tropicais tenha sido de duas a três vezes maior do que as emissões provenientes das latitudes médias e altas (IPCC 1994). A Figura 5.2 também apresenta os efeitos das alterações no CO₂ e a previsão da concentração de gases para 2100, conjugados com o desflorestamento. Pode-se observar que a mudança nas características da superfície afetam mais o balanço de energia na superfície do que as alterações dos gases do efeito estufa. O aumento das concentrações de CO₂ e de CH₄, e das concentrações de CO₂, CH₄, N₂O, e O₃ troposférico, conjugados com o efeito do desflorestamento, diminuem a intensidade destes desvios. Isto se deve ao aumento do fluxo de radiação termal emitido pela atmosfera em direção à superfície.

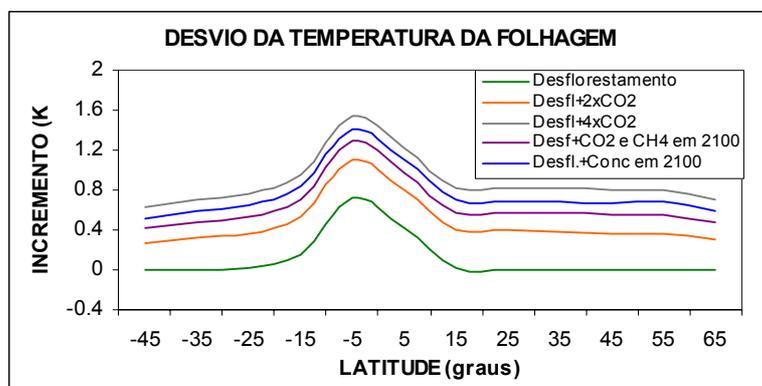
A simulação deste desflorestamento provocou um aumento das temperaturas de superfície do solo, da folhagem, e do ar da folhagem, o que pode ser observado na Figura 5.4. Os aumentos médios zonais anuais continentais ocorrem na região perturbada, com os máximos desvios centrados em 5° S. Os acréscimos nos desvios foram de 1,31°C para a temperatura da superfície; 0,73°C para a temperatura da folhagem; e 0,74°C para a temperatura do ar da folhagem. Todos os trabalhos sintetizados na Tabela 5.1, que pesquisam os efeitos climáticos do desflorestamento, evidenciam a ocorrência de um aquecimento da superfície, exceto o trabalho de Manzi (1993). O desvio da temperatura da superfície encontrado neste estudo encontra-se dentro da variação apresentada nesta tabela (-0,5° a +3,8°C).

A Tabela 5.2 mostra os desvios ocasionados nas temperaturas devido à junção do efeito dos gases-estufa ao efeito do desflorestamento. É verificado que o efeito do desflorestamento em conjunção com a quadruplicação da concentração de CO₂, ocasiona um maior aumento em todas estas temperaturas na região desflorestada para o cinturão de latitude centrado em 5°S. O aquecimento observado nesta simulação é de 2,1°C para a superfície, de 1,54°C para a folhagem, e de 1,55°C para o ar da folhagem.

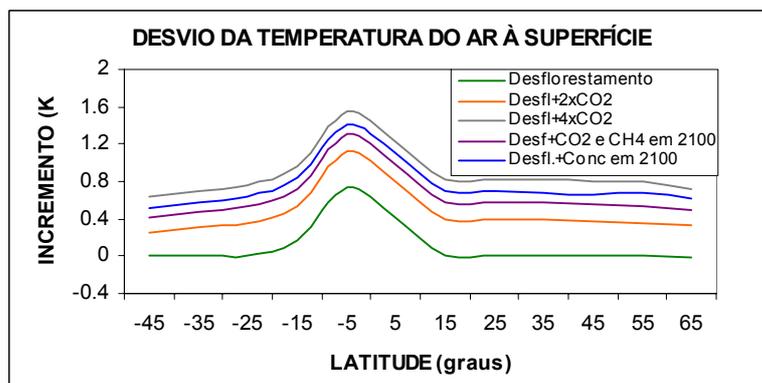
O efeito da quadruplicação da concentração de CO₂ sobre as variações das temperaturas da folhagem e do ar da folhagem mostram influências equiparáveis ao efeito das alterações dos parâmetros de superfície. Em relação ao desvio de temperatura da superfície, seu efeito equivale a 60% do efeito ocasionado pelas mudanças dos parâmetros de superfície. O maior aumento relativo ao efeito da quadruplicação da concentração do CO₂ sobre a área desflorestada (experimento de desflorestamento com a quadruplicação da concentração de CO₂ menos o experimento de desflorestamento) é de 0,8°C.



(a)



(b)



(c)

Fig. 5.4 - Desvios médios zonais anuais obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental para: a) temperatura da superfície do solo; b) temperatura da folhagem; c) temperatura do

ar que permeia a folhagem. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO₂ (laranja); com quadruplicação do CO₂ (cinza); com as concentrações de CO₂ e CH₄ para 2100 (violeta); e com as concentrações de gases previstas para 2100 (azul).

Supondo que a previsão de desflorestamento elaborada por Nobre et al. (1991) e a previsão da concentração dos gases-estufa para 2100 estejam corretas, o aquecimento da superfície, avaliado por este modelo, seria de 2°C, e o aquecimento da folhagem e do ar da folhagem, de aproximadamente 1,42°C. Isto representa um acréscimo de aproximadamente 51% em relação ao desvio da temperatura da superfície, devido ao desflorestamento, e de mais de 91% para as outras temperaturas acima citadas.

Ao se compararem os desvios de temperatura devido à inclusão dos efeitos dos gases-estufa sobre a região desflorestada, é observado que os maiores percentuais de elevação de temperatura ocorrem na folhagem e no ar da folhagem, que apresentam um efeito quase duas vezes maior do que aquele observado na temperatura da superfície. Embora os maiores desvios de temperatura sejam encontrados no cinturão de latitude centrado em 5°S, o aumento relativo do desvio de temperatura em relação ao experimento de desflorestamento é maior no cinturão de latitude centrado em 5°N, cujos percentuais de aumento são superiores a 50% para a temperatura de superfície, e superiores a 90% para as temperaturas da folhagem e do ar da folhagem.

A Tabela 5.3 apresenta os resultados da simulação de experimentos de desflorestamento obtidos com modelos médios zonais tradicionais. Nos MEDs, que não incluíam a vegetação explicitamente, os experimentos desflorestamento foram simulados impondo alterações nos valores médios zonais do albedo da superfície (r_s) e da disponibilidade de água no solo (f_g). As simulações são representativas da média zonal, média anual, sobre todo o cinturão de latitude. Deve-se destacar que os MEDs apresentados tratam as alterações em toda a área continental de cada cinturão de latitude, com exceção de Varejão-

Silva et al. (1998) e o presente MED, cujas alterações são realizadas numa área específica do cinturão (Floresta Amazônica).

TABELA 5.2– AUMENTOS DOS DESVIOS NAS TEMPERATURAS DA SUPERFÍCIE CONTINENTAL (\bar{T}_{SV}), DA FOLHAGEM (\bar{T}_f) e DO AR QUE PERMEIA A FOLHAGEM (\bar{T}_{af}) OBTIDOS COM O EXPERIMENTO DE DESFLORESTAMENTO E GASES DO EFEITO ESTUFA CONJUGADOS (em °C)

Experimentos⁸	\bar{T}_{SV}	\bar{T}_f	\bar{T}_{af}	Efeito dos Gases-estufa⁹
Desflorestamento	1,31	0,73	0,74	-
	0,75	0,42	0,42	
Desflorestamento + 2xCO ₂	1,68 (28,2%) ¹⁰	1,11 (52%)	1,13 (52,7%)	0,38
	1,13 (50,7%)	0,8 (90,5%)	0,8 (90,5%)	
Desflorestamento + 4xCO ₂	2,11 (61,1%)	1,54 (111%)	1,55 (109,5%)	0,81
	1,56 (108%)	1,22 (190,5%)	1,23 (193%)	
Desflorestamento + Concentração de CO ₂ e CH ₄ prevista para 2100	1,86 (42%)	1,29 (76,7%)	1,31 (77%)	0,56
	1,31 (74,7%)	0,98 (133%)	0,98 (133%)	
Desflorestamento + Concentração dos gases-estufa prevista para 2100	1,98 (51,1%)	1,41 (93,2%)	1,42 (91,9%)	0,68
	1,43 (90,7%)	1,1 (162%)	1,1 (162%)	

⁸ Azul ⇒ cinturão de latitude centrado em 5°S; e Vermelho ⇒ cinturão de latitude centrado em 5°N.

⁹ Diferença entre as simulações dos experimentos de desflorestamento com gases-estufa conjugados menos o experimento de desflorestamento.

¹⁰ Percentual relativo ao aumento ocasionado pela influência do gás-estufa sobre o experimento de desflorestamento.

TABELA 5.3 - EFEITOS CLIMÁTICOS DO DESFLORESTAMENTO DA FLORESTA TROPICAL SIMULADOS POR MEDs

Modelo de Média Zonal	Alterações Impostas	ΔT_s (°C)	ΔP (cm/ano)	ΔE (cm/ano)
Potter et al. (1975)	$r_s \uparrow$	-0,40	-23	-
Gutman (1984)	$r_s \uparrow, fg \downarrow$	+0,70	-9	-11
Franchito e Rao (1992)	$r_s \uparrow, fg \downarrow$	+0,10	-10	-8
Varejão-Silva et al. (1998) ¹¹	Vegetação muda só na Amazônia	+0,30	-3,70	-4,80
		+0,10	-2	-2
Versão Atual ¹¹	Vegetação muda só na Amazônia	+0,21	-1,90	-2,16
		+0,11	-0,95	-1,03

Os experimentos simples de desflorestamento avaliados pelos MEDs, que não incluíam parametrizações explícitas da vegetação, realizados com os modelos de Potter et al. (1975), Gutman (1984) e Franchito e Rao (1992) detectaram reduções na precipitação média zonal, apresentado, portanto, a mesma tendência de MEDs com vegetação incluída. Os desvios de temperatura da superfície observados nos experimentos de desflorestamento avaliados pelos MEDs de Gutman (1984), Franchito e Rao (1992), e Varejão-Silva et al. (1998), apresentaram as mesmas tendências de aquecimento do ar, com aumentos variando de +0,1 a +0,7°C, enquanto que o modelo de Potter et al. (1975) detectou uma diminuição na temperatura da superfície (-0,4°C). A tendência de aquecimento causada pelo desflorestamento também é verificada nos resultados médios zonais (para todo o cinturão de latitude) anuais simulados pela versão atual do MED, cujo máximo aumento de temperatura (+0,21°C) é observado no cinturão de latitude de 5°S.

¹¹ Cinturão de latitude centrados em 5°S em azul e em 5°N em verde

A Figura 5.5 apresenta a sensibilidade da umidade específica na superfície continental ao desflorestamento, e ao desflorestamento conjugado com a alteração de gases do efeito estufa.

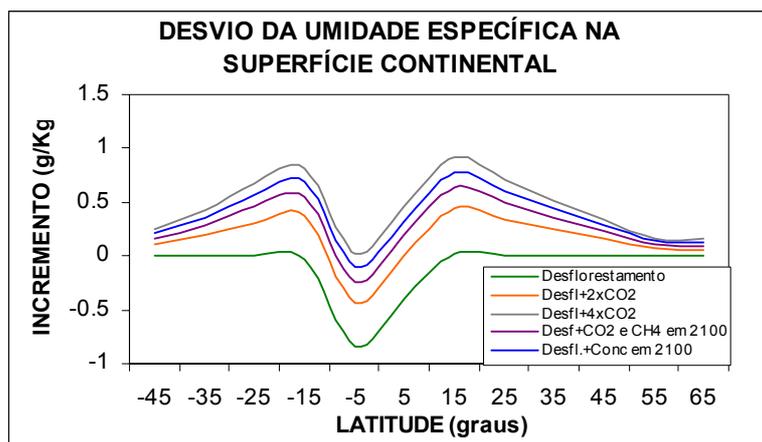


Fig. 5.5 - Desvios médios zonais anuais da umidade específica do ar da folhagem obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do CO₂ (laranja); com quadruplicação do CO₂ (cinza); com as concentrações de CO₂ e CH₄ para 2100 (vinho); e as concentrações de gases previstas para 2100 (azul).

Como resultado da redução do saldo de radiação na superfície, a troca turbulenta de umidade entre a superfície e a atmosfera diminui, o que pode ser observado na Figura 5.5. É verificado nesta figura que a máxima redução média anual da umidade específica do ar da folhagem ocasionada pelo desflorestamento é de 0,85 g/Kg em 5°S, região onde se concentra a maior fração de área com as características vegetais alteradas. A redução média anual da umidade específica na área continental do cinturão de latitude centrado em 5°N (0,41 g/Kg) é praticamente a metade do valor observado em 5°S. Esta redução da umidade específica é coerente com o valor obtido por Sud et al. (1996), que utilizando um MCG encontraram no experimento de sensibilidade ao desflorestamento amazônico uma redução

de 0,48 g/Kg na umidade específica da superfície. A mesma tendência foi observada no estudo de desflorestamento da Amazônia realizado por Nobre et al. (1991), onde verificou-se uma variação da redução da umidade específica na camada limite planetária entre 1 e 1,5g/Kg.

A influência do desflorestamento sobre a média zonal anual da umidade específica em todo o cinturão de latitude ocasiona uma redução de 0,2 g/Kg em 5°S e de 0,08 g/Kg em 5°N.

Nos experimentos em que são considerados os gases do efeito estufa nota-se um aumento na umidade específica do ar da folhagem. Portanto, as conseqüências causadas pela alteração dos gases do efeito estufa na área desflorestada levam a uma amenização dos desvios negativos da umidade específica do ar da folhagem, observada no experimento de desflorestamento. No experimento de desflorestamento conjugado com a quadruplicação do CO₂ na atmosfera, são observados desvios positivos em todas as faixas continentais alteradas. Verifica-se que os experimentos de desflorestamento conjugado com as modificações nas concentrações dos gases do efeito estufa apresentam desvios positivos na área continental com latitude centrada em 5°N. A Tabela 5.4 apresenta o percentual de contribuição destes gases sobre o desvio médio continental de umidade específica da folhagem (média anual) para a área desflorestada.

A maior influência dos gases do efeito estufa sobre a umidade específica do ar da folhagem na área desflorestada é observada no experimento conjugado de desflorestamento e quadruplicação do CO₂. O efeito deste experimento acarreta a manutenção da umidade específica do ar nos valores próximos aos atuais em 5°S e em um acréscimo desta (0,46g/Kg) em 5°N. Em resposta às alterações previstas para o ano de 2100, observa-se uma redução da umidade específica em 5°S (-0,11 g/Kg), e um aumento desta em 5°N (0,32 g/Kg), que representam, respectivamente, um acréscimo de aproximadamente 87% e 178% na umidade específica à superfície sobre a área desflorestada.

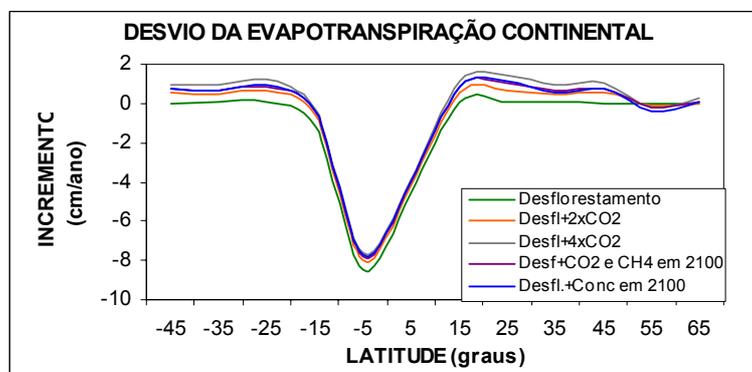
TABELA 5.4 – DESVIOS DA UMIDADE ESPECÍFICA À SUPERFÍCIE MÉDIA ANUAL CONTINENTAL OBSERVADOS NOS EXPERIMENTOS DE DESFLORESTAMENTO E PERCENTUAL DE CONTRIBUIÇÃO DOS GASES DO EFEITO ESTUFA EM RELAÇÃO À ÁREA DESFLORESTADA

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE	5° S g/Kg	5° N g/Kg
Desflorestamento	-0,85	-0,41
Desflorestamento conjugado com 2xCO ₂	-0,43 +49,4%	0 100%
Desflorestamento conjugado com 4xCO ₂	+0,03 107,1%	+0,46 212,2%
Desflorestamento conjugado com concentração de CO ₂ e CH ₄ prevista para 2100	-0,24 71,8%	+0,19 146,3%
Desflorestamento conjugado com concentração de gases do efeito estufa prevista para 2100	-0,11 87,1%	+0,32 178,1%

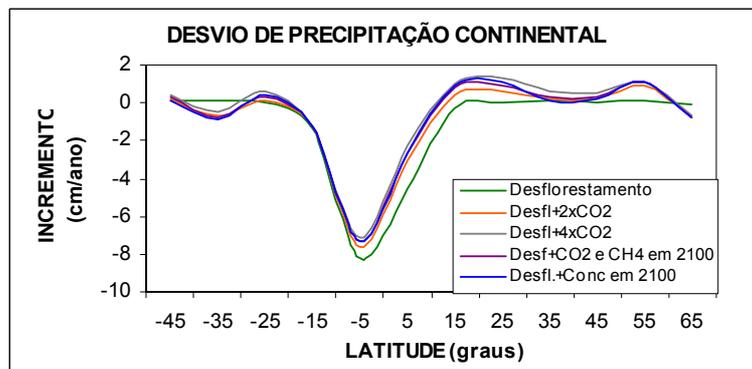
A Figura 5.6 apresenta a sensibilidade da evapotranspiração e da precipitação continental ao desflorestamento e ao desflorestamento conjugado com a alteração de gases do efeito estufa.

A Figura 5.6a mostra que o efeito do desflorestamento sobre a evaporação produz uma máxima redução média anual na evapotranspiração continental de 8,5 cm/ano na faixa continental centrada em 5°S, e de 4,63 cm/ano em 5°N. A redução da evapotranspiração ocasionada pelo desflorestamento está intimamente relacionada com a diminuição do saldo de radiação. Neste estudo esta redução é atribuída, principalmente, ao decréscimo da quantidade de radiação solar absorvida pela superfície desflorestada, resultado esperado, principalmente por causa das maiores reflectâncias espectrais de radiação solar definidos para gramíneas baixas (em comparação às respectivas reflectâncias típicas de floresta perenifólia). Na partição desta energia é verificado um acréscimo no fluxo de calor sensível, e um decréscimo do fluxo de calor latente. Conseqüentemente, a diminuição do

fluxo de calor latente liberado pela superfície desflorestada conduz a uma redução da evapotranspiração continental. Logo, a redução da evapotranspiração média anual continental verificada na Figura 5.6a é condizente com a redução média anual continental observada na análise do fluxo de calor latente liberado pela superfície desflorestada. Além disso, a vegetação no experimento de desflorestamento possui menor índice de área foliar e pequena rugosidade à superfície, o que ocasiona menor interceptação da precipitação e, portanto, menor reevaporação de água de chuva. Esta redução na evapotranspiração também interfere no transporte turbulento.



(a)



(b)

Fig. 5.6 - Desvios médios zonais anuais obtidos com o experimento de desflorestamento (situação perturbada menos controle) aplicado para a região continental para: a) evapotranspiração; b) precipitação. Simulações realizadas com os experimentos de: desflorestamento (verde); desflorestamentos conjugados com: duplicação do

CO₂ (laranja); com quadruplicação do CO₂ (cinza); com as concentrações de CO₂ e CH₄ para 2100 (violeta); e com concentrações de gases previstas para 2100 (azul).

A tendência à redução da evaporação na área desflorestada também foi observada em todos os trabalhos que realizaram experimentos de desflorestamento através de MCGs, referidos na Tabela 5.1, bem como nas simulações médias zonais anuais sobre todo o cinturão de latitude centrado entre 5°S e 5°N, referenciadas na Tabela 5.3. Os valores da evapotranspiração na área desflorestada obtidos através de MCGs encontram-se entre 63,1 cm/ano e 128,08 cm/ano (Lean e Rowntree, 1993 e 1997, respectivamente), sendo que, neste estudo, é encontrado o valor de 128,6 cm/ano de evapotranspiração no cinturão continental centrado em 5°S (135,87 cm/ano em 5°N). Isto evidencia que a redução na evapotranspiração não é tão acentuada como nos MCG, conforme mostra a Tabela 5.1.

Com respeito à influência nas alterações dos gases do efeito estufa na área desflorestada, observa-se uma pequena amenização na redução da evapotranspiração em ambos os cinturões de latitude, sendo que as maiores atenuações são verificadas na faixa continental centrada em 5°N. O percentual de amenização da redução da evapotranspiração, em relação ao desvio negativo da evapotranspiração observado no experimento de desflorestamento, é apresentado na Tabela 5.5. As maiores atenuações da redução da evapotranspiração na área desflorestada são observadas no experimento de desflorestamento conjugado com a quadruplicação da concentração de CO₂ (+11,1% em 5°S e 15,6% em 5°N).

A análise da precipitação média anual continental apresenta reduções semelhantes às aquelas observadas na simulação da evapotranspiração obtida no experimento de desflorestamento. A redução da evapotranspiração continental causa a introdução de um menor fluxo de vapor d'água para a atmosfera, causando, portanto, uma menor disponibilidade da quantidade de água a ser reciclada na atmosfera, o que ocasiona uma redução na precipitação continental. A Figura 5.6b mostra que a máxima redução da precipitação ocorre na faixa continental centrada em 5°S (-8,21 cm/ano), enquanto que em 5°N observa-

se praticamente metade deste desvio (-4,55 cm/ano). Esta tendência negativa é verificada nos trabalhos apresentados na Tabela 5.1, com exceção do trabalho de Polcher e Laval (1994a). Os valores da precipitação para a área desflorestada, obtidos através de MCGs, encontram-se entre 60,2 cm/ano (Lean e Rowntree, 1997) e 301,1 cm/ano (Polcher e Laval, 1994a). Neste estudo é encontrado o valor de 151,29 cm/ano de precipitação no cinturão continental centrado em 5°S (198,05 cm/ano em 5°N).

TABELA 5.5 – DESVIOS DE EVAPOTRANSPIRAÇÃO E PRECIPITAÇÃO MÉDIA ANUAL CONTINENTAL OBSERVADOS NOS EXPERIMENTOS DE DESFLORESTAMENTO E PERCENTUAL DE CONTRIBUIÇÃO DOS GASES DO EFEITO ESTUFA NA ÁREA DESFLORESTADA

EXPERIMENTOS DE SENSIBILIDADE	EVAPORAÇÃO (cm/ano)		PRECIPITAÇÃO (cm/ano)	
	5° S	5° N	5° S	5° N
Desflorestamento	-8,5	-4,63	-8,21	-4,55
Desflorestamento conjugado com 2xCO ₂	-7,98 (+6,1%)	-4,24 (+8,4%)	-7,59 (+7,6%)	-3,1 (+31,9%)
Desflorestamento conjugado com 4xCO ₂	-7,56 (+11,1%)	-3,91 (+15,6%)	-7,11 (+13,4%)	-2,3 (+49,5%)
Desflorestamento conjugado com concentração de CO ₂ e CH ₄ prevista para 2100	-7,76 (+8,7%)	-4,06 (+12,3%)	-7,34 (+10,6%)	-2,69 (+40,9%)
Desflorestamento conjugado com concentração de CO ₂ e CH ₄ prevista para 2100	-7,74 (+8,9%)	-4,07 (+12,1%)	-7,33 (+10,7%)	-2,70 (+40,7%)

Os trabalhos que utilizaram os MEDs para simular o desflorestamento, principalmente através do aumento do albedo da superfície, referenciados na Tabela 5.3, apresentam a mesma tendência de redução da precipitação média zonal anual para todo o cinturão de latitude centrados em 5°S e 5°N.

Em resposta aos experimentos de desflorestamento conjugados com modificações nas concentrações dos gases do efeito estufa, as mesmas tendências são observadas, conforme mostra a Tabela 5.5. As maiores atenuações da precipitação média continental também são verificadas no experimento de desflorestamento conjugado à quadruplicação do CO₂.

Com a previsão dos cenários de emissão de gases do efeito estufa e de desflorestamento da região Amazônica para o ano de 2100, descritos, respectivamente, no IPCC (2001) e por Nobre et al. (1991), observar-se-iam reduções na evapotranspiração e na precipitação média anual continental, com máximos decréscimos ocorrendo no cinturão continental de latitude centrado em 5° S (-7,74 cm/ano e -7,33 cm/ano, respectivamente).

5.2 – EXPERIMENTO DE SENSIBILIDADE AOS GASES DO EFEITO ESTUFA (CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico)

A Organização Mundial de Meteorologia (WMO, Geneva, Suíça) identificou em 1999 um aumento da temperatura média global anual da superfície de aproximadamente 0,7°C nos últimos 100 anos (<http://www.globalchange.org/featall/2000spring2.htm>). Este aumento tem sido atribuído à ação antropogênica geradora dos gases do efeito estufa.

Nesta seção é avaliada a influência antropogênica dos principais gases radiativamente ativos na atmosfera: CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico. Estudos mostram que, antes da Revolução Industrial e do grande aumento antropogênico das emissões dos gases do efeito estufa, o sistema climático estava em equilíbrio (IPCC 1995, 2000 e 2001).

A contribuição individual dos principais gases do efeito estufa sobre a temperatura média do sistema terra-atmosfera na concentração atual é apresentada na Tabela 5.6. Sem a presença destes gases na atmosfera, a temperatura média do sistema terra-atmosfera seria hoje, aproximadamente, 33°C mais baixa. Dos gases antropogênicos, o CO₂ é o gás mais influente no aquecimento do planeta, que na concentração atual

contribuiu com um acréscimo de 7°C na temperatura (http://www.rrz.uni_hamburg.de/klima2000/eng/eng_helf.html).

TABELA 5.6 – INFLUÊNCIA DOS GASES-ESTUFA NA VARIAÇÃO DA TEMPERATURA DA TERRA E PERCENTUAL DE CRESCIMENTO ANTROPOGÊNICO DO CO₂, CH₄ E N₂O DESDE O INÍCIO DA ERA INDUSTRIAL

GASES DO EFEITO ESTUFA	ΔT	CRESCIMENTO
Vapor d'água	20°C	-
Dióxido de Carbono	7°C	31%
Ozônio	2 a 3°C	-
Óxidos Nitrosos (N ₂ O, derivados)	1,4°C	13%
Metano	0,8°C	150%
Demais gases	0,6°C	-

Desde o início da Revolução Industrial a concentração de todos os gases do efeito estufa, com exceção do vapor d'água e do O₃ estratosférico, tem crescido acentuadamente em razão da ação antropogênica, como pode ser visualizado na Figura 5.7. O maior aumento na concentração dos gases do efeito estufa ocorreu com o CH₄. O crescimento anual da concentração deste gás se deu gradualmente, porém apresentou um crescimento acentuado principalmente a partir de 1990. Mais da metade da emissão de CH₄ para a atmosfera é de origem antropogênica. Recentemente identificou-se que a emissão do monóxido de carbono é a causa da intensificação deste crescimento (IPCC, 2001).

Além destas informações, há dois atributos importantes que motivaram o estudo da sensibilidade do clima aos gases CO₂ e CH₄. O primeiro diz respeito à forçante radiativa, que define o grau de influência do gás na intensificação do efeito estufa, e o segundo está relacionado com o tempo de residência do gás na atmosfera. Estudos

mostram que, considerando-se o tempo de vida, a forçante radiativa do CH₄ é trinta vezes maior do que a forçante radiativa do CO₂, e que o tempo de residência do CO₂ é da ordem de 120 anos, enquanto que o do CH₄ é de 12 anos (Houghton et al., 2001).

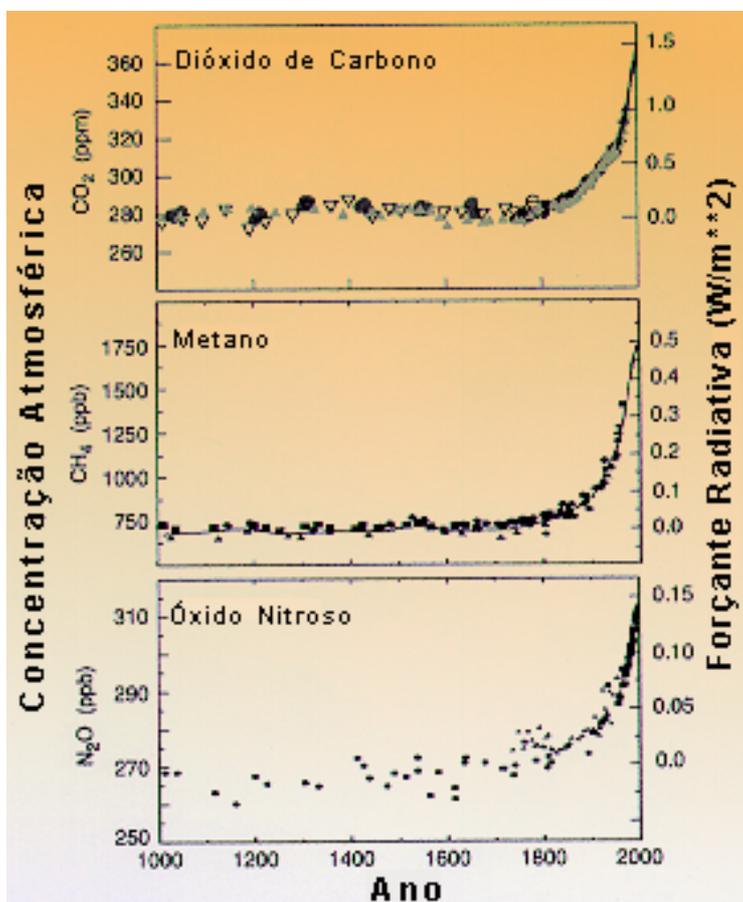


Fig.5.7 – Concentrações globais e forçantes radiativas do CO₂, CH₄ e N₂O na atmosfera.

Fonte: Adaptada do IPCC (2001)

Além destas informações, há dois atributos importantes que motivaram o estudo da sensibilidade do clima aos gases CO₂ e CH₄. O primeiro diz respeito à forçante radiativa, que define o grau de influência do gás na intensificação do efeito estufa, e o segundo está relacionado com o tempo de residência do gás na atmosfera. Estudos mostram que, considerando-se o tempo de vida, a forçante radiativa do CH₄ é trinta vezes maior do que a forçante radiativa do CO₂, e que o tempo de residência do CO₂ é da ordem de 120 anos, enquanto que o do CH₄ é de 12 anos (Houghton et al., 2001).

O CO₂ antropogênico é liberado pela queima de combustíveis fósseis e mudanças no uso da terra. A queima de combustível fóssil é responsável por 77% da emissão de CO₂ para a atmosfera nestes últimos 20 anos (Houghton et al., 2001). Em relação à mudança do uso da terra, a maior contribuição na emissão deste gás é ocasionada pelo desflorestamento, especialmente na região tropical.

Projeções realizadas por Trabalka (1985), que considera a queima de combustíveis fósseis, indicam que a concentração de CO₂ atmosférico atingirá valor correspondente a duas vezes a concentração existente na era pré-industrial (270 ± 10 ppm), ainda durante o século 21.

Nesta seção são avaliadas a sensibilidade do clima em relação à duplicação e à quadruplicação da concentração do CO₂ na atmosfera. Para simular as mudanças no equilíbrio do clima resultantes destas alterações no CO₂, a concentração deste gás foi alterada de 360 ppm para 720 ppm, e de 360 ppm para 1440 ppm, respectivamente. Também é avaliada a sensibilidade do clima com relação às máximas concentrações de CO₂ e de CH₄ previstas para o ano de 2100. Segundo as bases científicas para as mudanças climáticas de 2100, apresentadas no IPCC (2001) e no SRES/IPCC (2000), a concentração de CO₂ variaria entre 540 a 970 ppm e a concentração de CH₄ entre -0,19 a 1,97 ppm, sendo que a concentração atual CH₄ é de 1,76 ppm.

Da mesma forma são investigados, nesta seção, o efeito radiativo provocado pelos gases-estufa N₂O e O₃ troposférico. Segundo o IPCC (2001) o efeito destes gases-estufa é secundário quando comparado com o CO₂, que possui uma forçante radiativa ($1,46 \text{ Wm}^{-2}$) 10 vezes superior a do N₂O. A contribuição do N₂O, como forçante radiativa, também é inferior ao do CH₄ ($0,48 \text{ Wm}^{-2}$).

A emissão do N₂O troposférico tem crescido a uma taxa muito inferior à do CH₄, como pode ser observado na Tabela 5.6. O N₂O apresenta um tempo de residência na atmosfera da ordem de 114 anos (Houghton et al., 2001). No início do século passado sua taxa de crescimento era de 0,1% ao ano e nos últimos anos registrou-se uma taxa de crescimento de 1,3% por ano. Este aumento é ocasionado por três principais fontes antropogênicas, que em ordem de importância são: a fertilização agrícola, a queima de

combustíveis fósseis e a queima de biomassa, que responde por um terço da emissão de N_2O para a atmosfera. Sua concentração atual é de 3,16 ppm.

A concentração de O_3 na troposfera é altamente variável no tempo e no espaço, por causa das interações entre os movimentos atmosféricos e as reações químicas (processos fotoquímicos) da atmosfera, e por possuir um tempo de vida de poucas semanas. O aumento das concentrações de CO_2 , CH_4 e N_2O na atmosfera, e suas reações com radicais de hidroxilas, são responsáveis pelo crescimento de O_3 troposférico. A emissão antropogênica de O_3 troposférico também é ocasionada pela queima de combustíveis fósseis e de biomassa. Estima-se que a quantidade total de O_3 troposférico tenha crescido 36% desde 1750, apresentando hoje uma forçante radiativa da ordem de $0,35 Wm^{-2}$.

A sensibilidade do clima a estes gases é avaliada juntamente com o CO_2 e CH_4 na simulação do clima para o ano de 2100. Segundo o IPCC (2001), a máxima concentração de N_2O prevista para o ano de 2100 é de 0,46 ppm, e o máximo crescimento de O_3 troposférico previsto é de 62%.

No estudo da sensibilidade do clima às alterações destes gases, a simulação realizada com a concentração atual é considerada como experimento de controle.

No processo de transferência radiativa introduzido neste MED, o efeito da absorção da radiação solar devido ao CO_2 é muito menor do que o efeito da absorção provocada pelo vapor d'água e ozônio, sendo seu efeito desprezado em muitos estudos climáticos. Neste estudo são considerados o efeito das duas bandas de absorção do CO_2 na região do espectro infravermelho próximo (bandas centradas em 2,0 e $2,7\mu m$). A Figura 5.8 apresenta os desvios do saldo de radiação solar e termal na superfície ocasionados pela duplicação e quadruplicação da concentração do CO_2 na atmosfera, pelas concentrações de CO_2 e de CH_4 previstas para 2100, e pela influência das concentrações de N_2O e O_3 troposférico previstas para 2100, conjugados com as previsões das concentrações de CO_2 e de CH_4 .

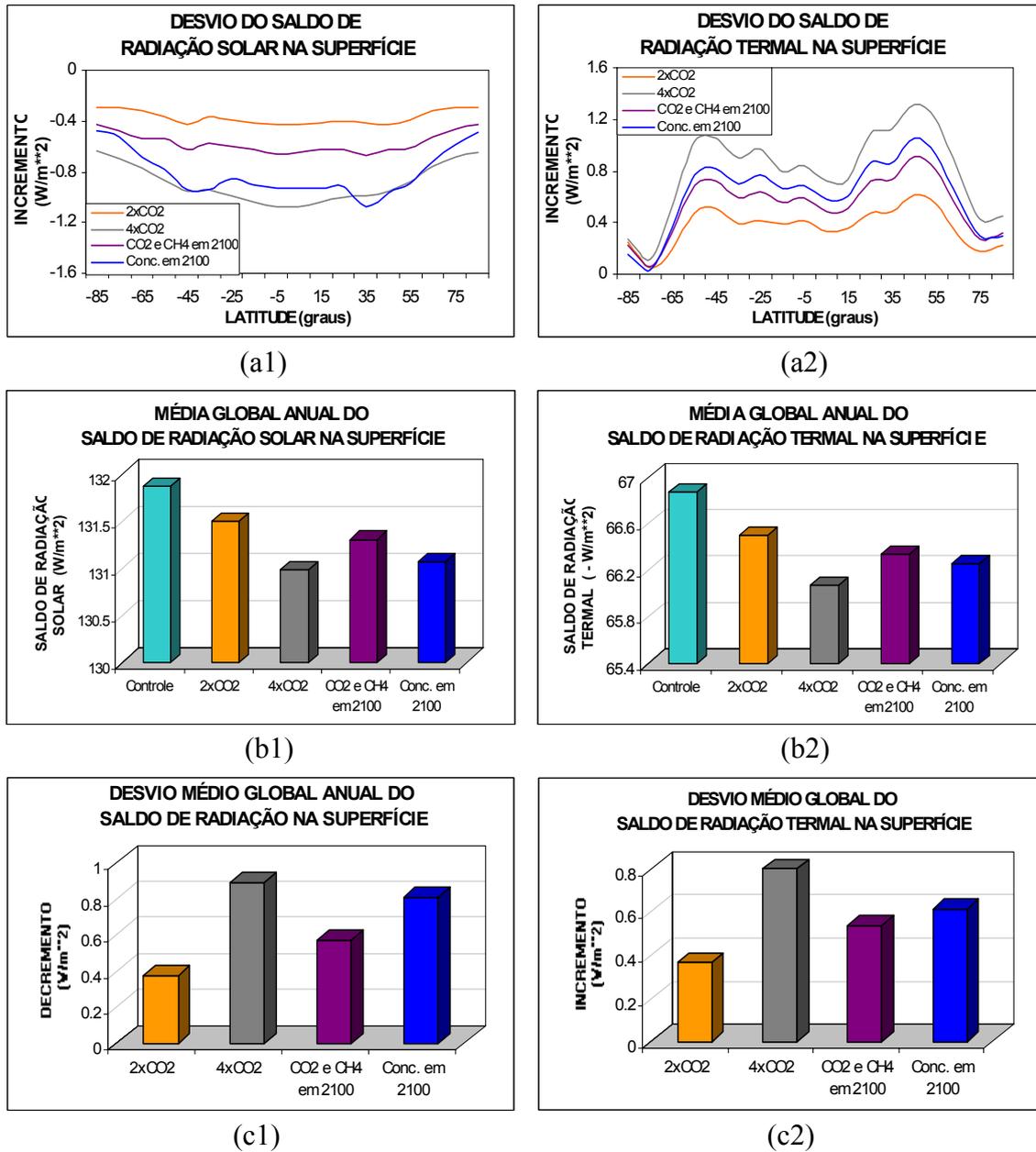


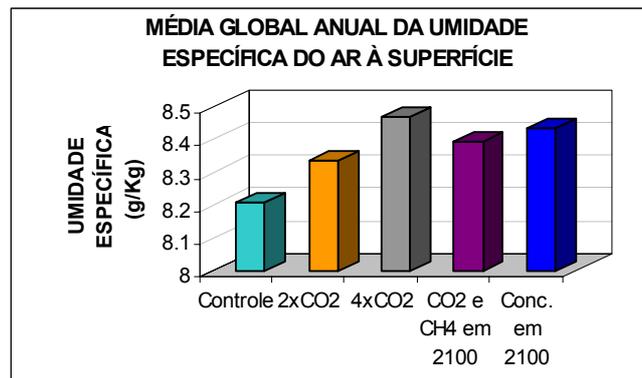
Fig. 5.8 – Distribuição latitudinal dos desvios (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle) médios anuais do saldo de radiação solar (a1) e do saldo de radiação termal (a2) na superfície. Média global anual do saldo de radiação solar (b1) e do saldo de radiação termal (b2) na superfície. Desvio médio global anual do saldo de radiação solar (c1) e do saldo de radiação termal (c2) na superfície.

A simulação apresentada corresponde ao valor médio zonal sobre todo o cinturão de latitude. A análise do saldo de radiação solar possibilita averiguar a influência dos gases radiativamente ativos dentro do espectro solar, que nestes experimentos de sensibilidade são o ozônio e o dióxido de carbono. O aumento na concentração destes gases implica numa redução do saldo de radiação solar na superfície, pois a atmosfera torna-se mais opaca absorvendo mais a irradiância solar, e, portanto, menos energia solar é disponível para a superfície.

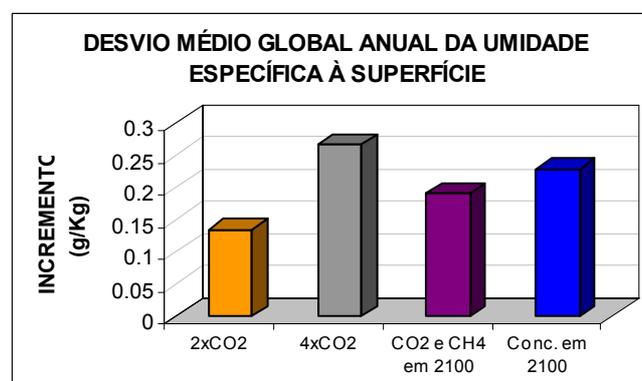
Em relação ao aumento da concentração de CO₂, verifica-se, através da Figura 5.8 (a1 e c1), que as maiores reduções no saldo de radiação solar na superfície ocorrem na região tropical, atingindo os máximos valores no cinturão de latitude centrado em 5°S e 5°N (-1,1 Wm⁻²) com a quadruplicação do CO₂.

O gradiente latitudinal do saldo de radiação solar também está intrinsecamente relacionado com a variação latitudinal da umidade específica, pois, ao se aumentar o efeito estufa, o sistema climático se aquece, como é descrito mais adiante, e conseqüentemente ocorre um aumento da umidade específica à superfície e na baixa atmosfera. Os maiores aumentos da umidade específica são observados na região tropical, e os seus desvios diminuem em direção às latitudes altas. Como pode ser visualizado na Figura 5.9, as maiores variações de umidade específica também ocorrem com a quadruplicação do CO₂ na atmosfera, situação em que são verificadas os maiores aumentos de temperatura na superfície.

A quadruplicação do CO₂ na atmosfera ocasiona os maiores desvios da umidade específica à superfície, sendo que os maiores desvios ocorrem na região tropical (desvio médio de 0,47 g/Kg) e os menores ocorrem nas regiões polares (desvio médio de 0,15 g/Kg). Este aumento na umidade específica à superfície e na baixa atmosfera contribuem para a redução do saldo de radiação solar disponível na superfície, visto que o vapor d'água na atmosfera é o gás mais importante na absorção da radiação solar.



(a)



(b)

Fig. 5.9 – Média anual global (a) e desvio médio anual global (b) da umidade específica à superfície simulado com alterações nos gases do efeito estufa.

Ao se compararem os desvios do saldo de radiação solar observados nos experimentos de previsão de gases-estufa para 2100 (experimento com CO₂ e CH₄; e experimento com CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico), verifica-se que a influência do O₃ troposférico produz uma redução média global anual de 0,24 Wm⁻² no saldo de radiação solar na superfície. Os máximos desvios são observados nos cinturões de latitudes centrados em 35°N e 35°S (-1,1 Wm⁻² e 0,94 Wm⁻², respectivamente). Em todos os experimentos os menores desvios são observados nas latitudes altas. Como os perfis das concentrações de O₃ troposféricos são menores nestas latitudes, suas alterações previstas para 2100 afetam em menor grau os saldos de radiação solar na superfície em latitudes altas.

Em termos da contribuição média global (Figura 5.8c1), verifica-se que a redução do saldo de radiação solar na superfície acentua-se com o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera.

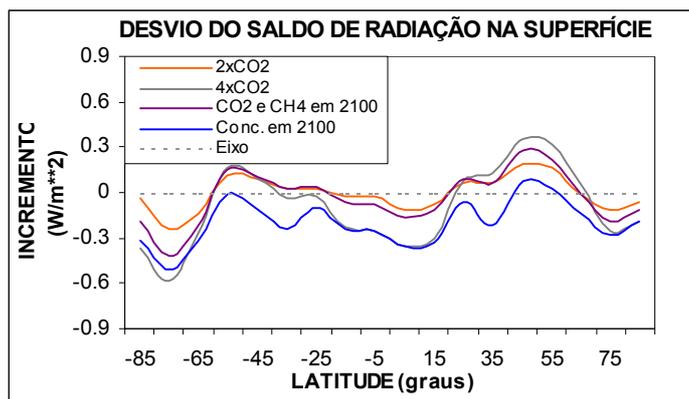
A Figura 5.8b apresenta o efeito das alterações das concentrações destes gases-estufa sobre o saldo de radiação termal na superfície. É importante ressaltar que no tratamento da radiação termal o fluxo ascendente é negativo e, portanto, os valores apresentados nesta figura correspondem aos valores absolutos dos mesmos. Como era esperado, o aumento da concentração destes gases radiativamente ativos na atmosfera ocasiona uma maior absorção atmosférica da radiação termal emitida pela superfície e, conseqüentemente, a atmosfera se aquece mais e emite mais energia termal em direção à superfície (contra-radiação), acentuando-se, assim, o efeito estufa. Por outro lado, quando o sistema climático atinge o equilíbrio, a temperatura da superfície terrestre se eleva (como será mostrado adiante), e, portanto, mais energia é emitida para a atmosfera. Contudo, o aumento na contra-radiação é maior do que o aumento do fluxo termal emitido pela superfície e, desta forma, o saldo de radiação termal na superfície é menor. Este aspecto também é observado nos trabalhos de Ramanathan et al. (1979), de Manabe e Wetherald (1980) e de Chou e Peng (1983).

Na análise do saldo de radiação termal na superfície é confirmado que, com exceção do vapor d'água, o CO₂ é o principal gás do efeito estufa, pois quanto maior o aumento na concentração de CO₂, maior é a diminuição do saldo de radiação termal. Como mostra a Figura 5.8a2, em todos experimentos verifica-se que os maiores desvios do saldo de radiação termal (maiores diminuições deste saldo) são observados nas latitudes de 45°N e 45°S, que para a quadruplicação do CO₂ são, respectivamente, 1,32 Wm⁻² e 1,05 Wm⁻². Os maiores desvios são observados no Hemisfério Norte, o que é esperado devido ao efeito de continentalidade. Os menores desvios são observados nas latitudes altas e estão relacionados com a pequena variação de umidade específica à superfície, a qual controla as variações da concentração do vapor d'água na baixa atmosfera.

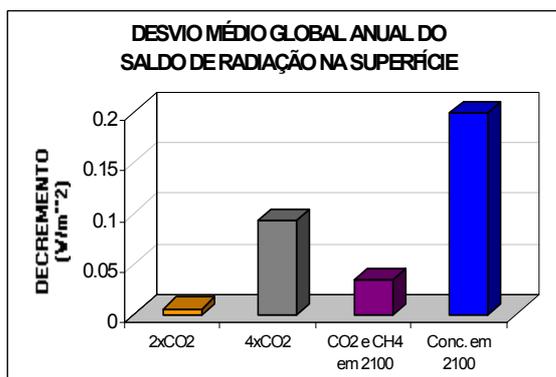
Ao se compararem os desvios observados nos experimentos de concentrações previstas para o ano de 2100, observa-se que o O₃ troposférico e N₂O provocam um aumento, em relação aos efeitos do CO₂ e CH₄, no desvio do saldo de radiação termal da ordem de 0,1 Wm⁻² para os cinturões de latitudes de 55°S a 65°N, e uma pequena redução dos desvios nas latitudes altas. Entre estes dois gases do efeito estufa, os maiores efeitos na absorção atmosférica são atribuídos ao O₃ troposférico, que conforme mostra a Figura

1.1, apresenta a máxima absorção da radiação termal na região do espectro termal terrestre, onde ocorre maior emissão (9,6 μ m). Este fato também é corroborado pela análise realizada com o experimento que considera somente a alteração do N₂O prevista para o ano de 2100. Neste experimento é observado uma pequena influência do N₂O no fluxo de radiação termal e, conseqüentemente, pouca alteração no saldo de radiação na superfície.

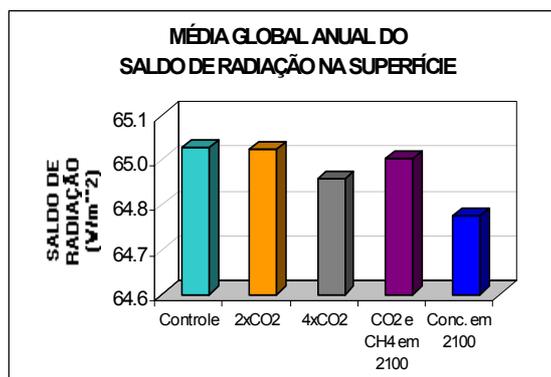
A Figura 5.10 mostra o balanço de radiação na superfície resultante do aumento da concentração dos gases do efeito estufa. Exceto para o caso do experimento de sensibilidade a todos os gases do efeito estufa, aqui estudados, previstos para o ano de 2100, verifica-se um desvio positivo do saldo de radiação para as latitudes médias, e negativo para as demais latitudes. Os maiores desvios, nestas latitudes, são observados no experimento de quadruplicação do CO₂.



(a)



(b)



(c)

Fig. 5.10 – Saldo de radiação na superfície: a) distribuição latitudinal do desvio (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle) médio

anual; b) desvio médio global anual; e c) média global anual.

Através da Figura 5.10 (b - c) verifica-se que a maior redução da energia armazenada na superfície é observada no experimento de sensibilidade a todos os gases-estufa (CO_2 , CH_4 , N_2O e O_3 troposférico) previstos para 2100. Torna-se evidente a influência do aumento da concentração do O_3 troposférico, que reduz a radiação solar disponível na superfície, e, portanto, o saldo de radiação na superfície.

A Figura 5.11 apresenta os desvios dos saldos de radiação solar e termal, e do balanço de radiação na atmosfera, ocasionados pelas alterações nos gases do efeito estufa, acima descritos. Verifica-se a importância da inclusão do CO_2 como gás absorvedor nos processos de transferência de radiação solar, que na análise média global anual absorve $0,3 \text{ Wm}^{-2}$ e $0,72 \text{ Wm}^{-2}$, quando suas concentrações são, respectivamente, duplicadas e quadruplicadas na atmosfera. Ao se compararem os experimentos que simulam as concentrações dos gases-estufa para o ano de 2100 (CO_2 e CH_4 ; e CO_2 , CH_4 , N_2O e O_3 troposférico), observa-se que a inclusão do O_3 troposférico ocasiona a duplicação do desvio da absorção da radiação solar na atmosfera ($0,46 \text{ Wm}^{-2}$ para $0,91 \text{ Wm}^{-2}$). Em todos os experimentos os menores desvios são observados nas latitudes altas.

O efeito da quadruplicação do CO_2 no armazenamento da radiação solar na atmosfera é equiparável à alteração na concentração de todos os gases-estufa prevista para 2100 para as latitudes tropicais.

Como é conhecido, o aumento dos gases-estufa na atmosfera faz com que esta absorva mais energia termal proveniente da superfície. Como a atmosfera não pode acumular energia termal indefinidamente, porque se tornaria cada vez mais quente, ela emite radiação termal na mesma taxa em que absorve. A atmosfera reemite energia termal para cima e para baixo, e uma parte substancial é interceptada e absorvida pela superfície. Desta maneira, o saldo de radiação termal na superfície diminui, como comentado anteriormente (Figura 5.8b1).

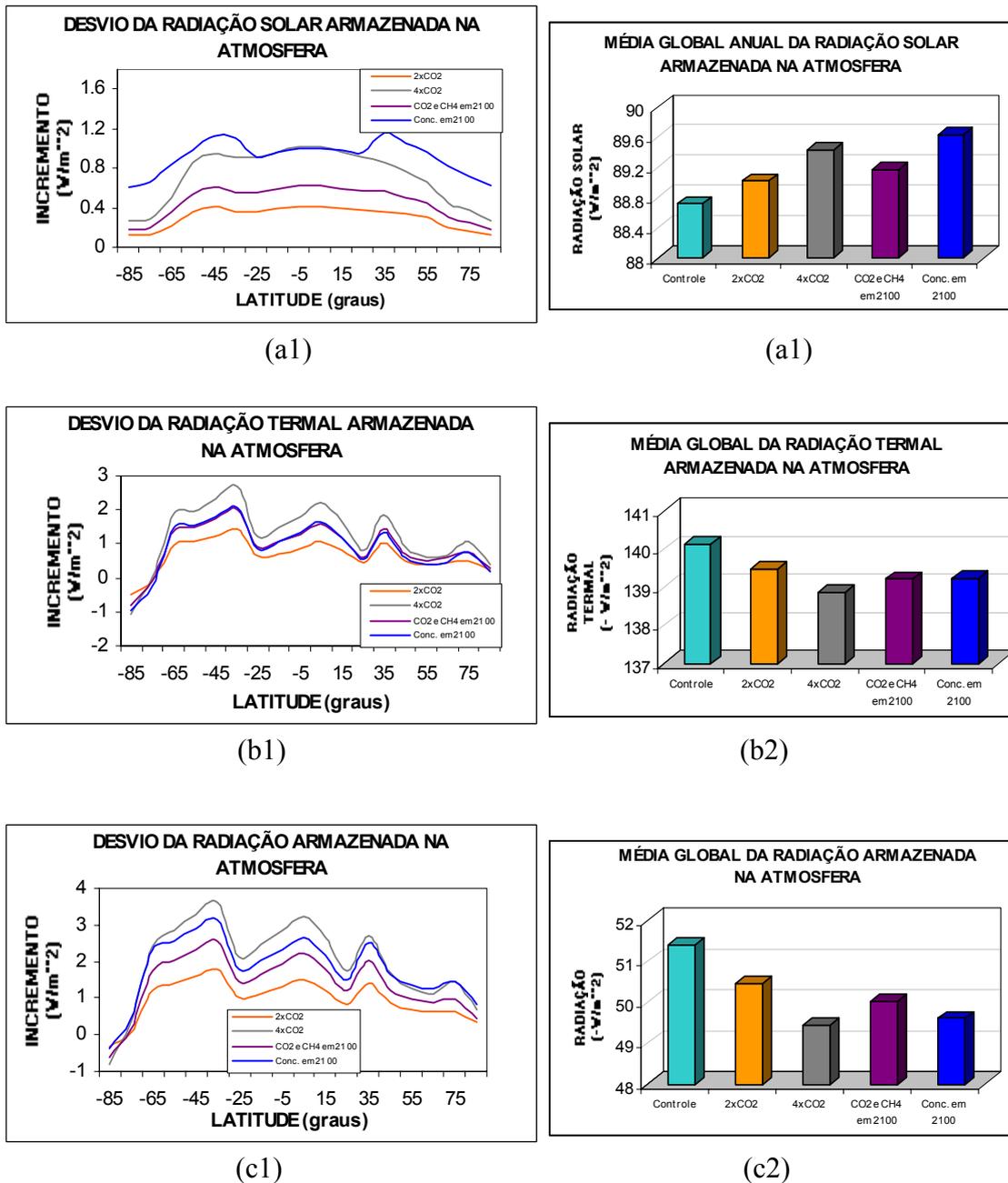


Fig. 5.11 – Radiação solar armazenada na atmosfera: a1) desvio médio zonal anual e (a2) média global anual; Radiação termal armazenada na atmosfera: b1) desvio médio zonal anual e (b2) média global anual; Saldo de radiação na atmosfera: (c1) desvio médio zonal anual e (c2) média global anual. Os desvios se referem ao experimento com gases do efeito estufa menos o experimento de controle.

Na análise da energia termal armazenada pela atmosfera (Figura 5.11b), observa-se que os desvios aumentam à medida que se aumenta a concentração de CO₂ na atmosfera. É verificado na Figura 5.11b1 que somente na latitude de 85°S ocorre desvio negativo, ou seja, a atmosfera libera mais energia termal em vez de armazenar.

A Figura 5.11c apresenta o balanço da energia na atmosfera. Os maiores desvios são observados no Hemisfério Sul. No experimento de quadruplicação do CO₂, os maiores desvios foram observados nas latitudes de 35°S, 5°N e 35°N, cujos valores são, respectivamente, 3,61 Wm⁻²; 3,22 Wm⁻²; e 2,72 Wm⁻². Em todos os experimentos e em todas as latitudes, exceto em 85°S, há um aumento do saldo de radiação armazenado pela atmosfera.

Os saldos planetários de radiação solar e de radiação termal são ilustrados na Figura 5.12. Nota-se na Figura 5.12a que o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera causa uma redução do saldo de radiação solar planetária em todas as latitudes, sendo que esta redução acentua-se em direção aos pólos. O aumento do O₃ troposférico, em junção com os demais gases-estufa tratados no experimento de previsão para 2100, apresenta o efeito oposto ao aumento de CO₂ atmosférico, ou seja, ele provoca um aumento deste saldo planetário em todas as latitudes, cujos desvios também intensificam-se em direção aos pólos. Neste experimento o maior desvio do saldo planetário de radiação solar é observado em 55°S (+0,2 Wm⁻²). Isto está relacionado com as possíveis interações da radiação solar com o O₃ troposférico, que apresenta forte banda de absorção à radiação solar em faixas espectrais de máxima emissão solar (Figura 1.1). Este gás apresenta maior poder de absorção do que de espalhamento da radiação solar. Portanto, a presença de uma maior concentração de O₃ troposférico na atmosfera ocasiona um maior armazenamento da radiação solar no sistema terra-atmosfera, acarretando uma pequena redução no albedo planetário (redução média global do albedo planetário de 0,04%). Na interação do CO₂ com a radiação solar, verifica-se que este gás absorve e espalha esta radiação, sendo a radiação solar preferencialmente espalhada em direção ao espaço. Esta interação ocasiona um pequeno aumento do albedo planetário (os aumentos médios globais do albedo planetário para os

experimentos de duplicação do CO₂, quadruplicação do CO₂, e da previsão de CO₂ e CH₄ para o ano de 2100 são, respectivamente, 0,03%, 0,22% e 0,05%).

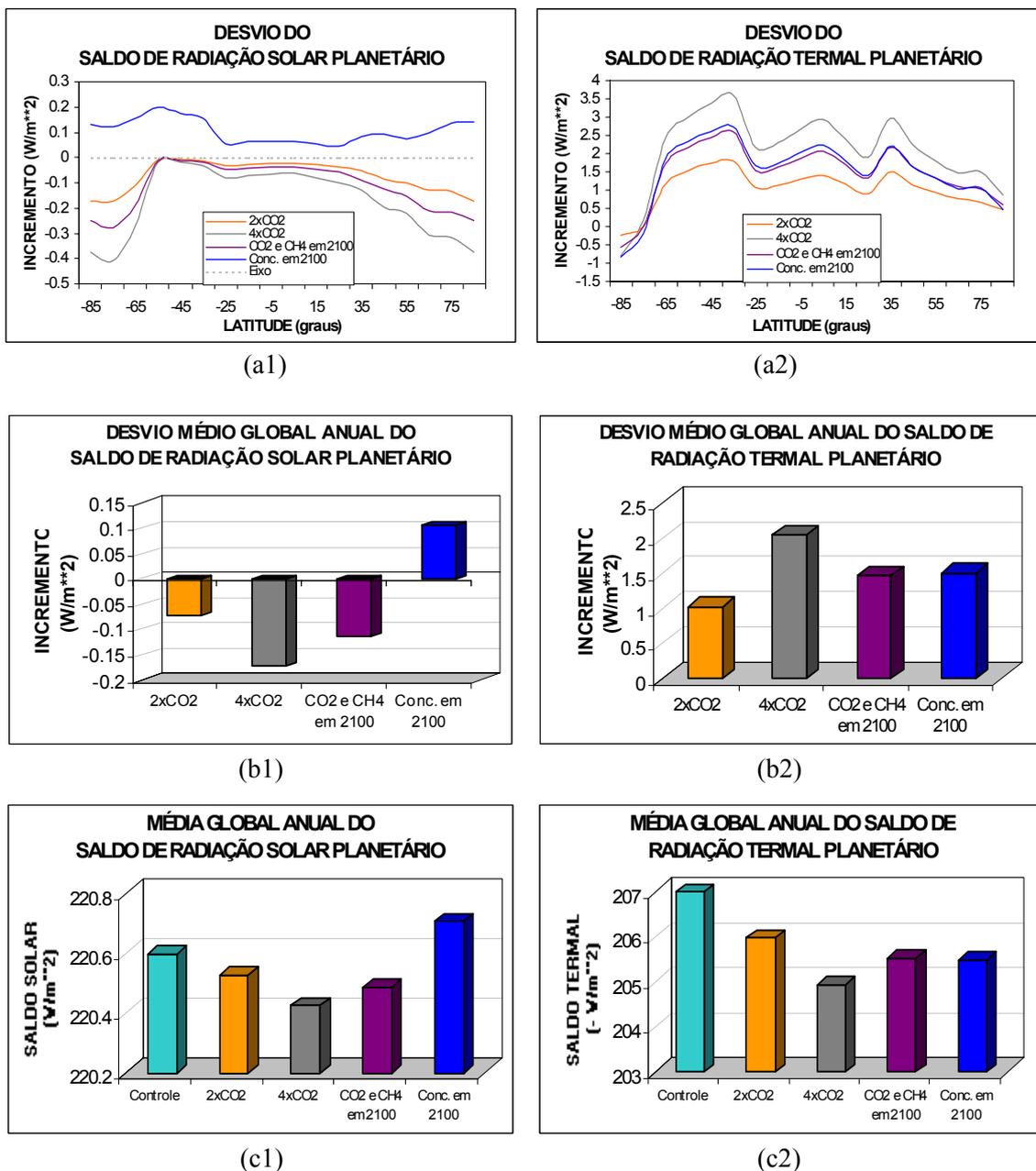
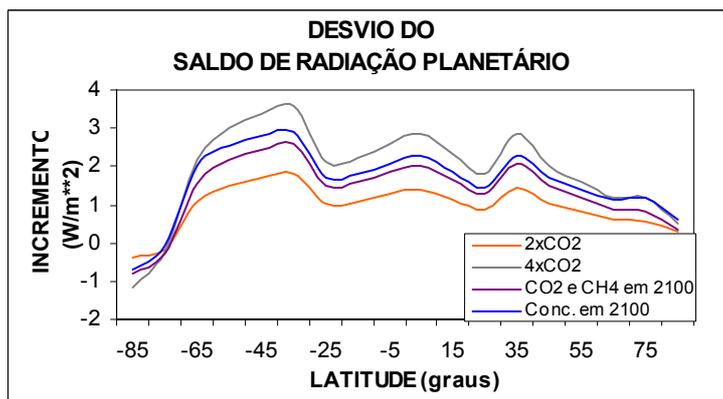


Fig. 5.12 – Desvio médio anual planetário do saldo de radiação solar (1) e do saldo de radiação termal (2) (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) distribuição latitudinal da média zonal e b) média global. Média global anual planetária: saldo de radiação solar (c1) e saldo de radiação termal (c2).

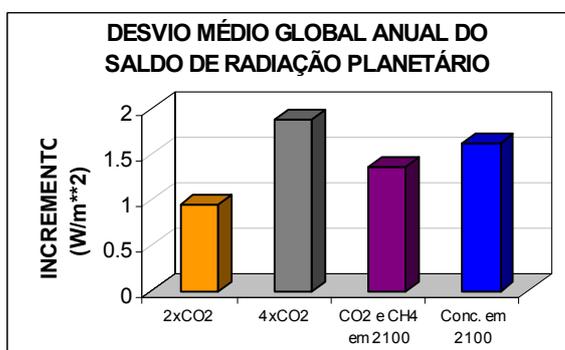
Em geral, observa-se na Figura 5.12b que o aumento na concentração dos gases-estufa acarreta um desvio positivo do saldo planetário da radiação termal, com exceção do cinturão de latitude centrado em 85°S. Isto significa que o aumento da opacidade da atmosfera ocasiona uma menor quantidade de fluxo termal ascendente perdido pelo sistema terra-atmosfera para o espaço. Este resultado também foi observado por Chou e Peng (1983) quando analisaram os efeitos da duplicação e quadruplicação do CO₂ através de um modelo de balanço de energia multicamadas. Nos experimentos de duplicação e quadruplicação do CO₂ obtiveram-se, respectivamente, uma redução média no saldo termal planetário para o Hemisfério Norte de 1,5 Wm⁻² e 2,6 Wm⁻² (com a parametrização dos processos atmosféricos considerando as bandas de absorção dos gases como estreitas) e 1,9 Wm⁻² e 3,6 Wm⁻² (considerando-se na parametrização as bandas como largas). Neste trabalho as reduções médias observadas para o Hemisfério Norte são de 1 Wm⁻² para a duplicação de CO₂ e de 2 Wm⁻² para a quadruplicação deste gás na atmosfera.

Os desvios resultantes do balanço planetário de radiação ocasionados pelas alterações nos gases do efeito estufa são apresentados na Figura 5.13. Nesta, é verificado um aumento no saldo de radiação para todas as latitudes, com exceção das regiões do Pólo Sul. O aumento é intensificado à medida que se aumentam as concentrações dos gases do efeito estufa na atmosfera.

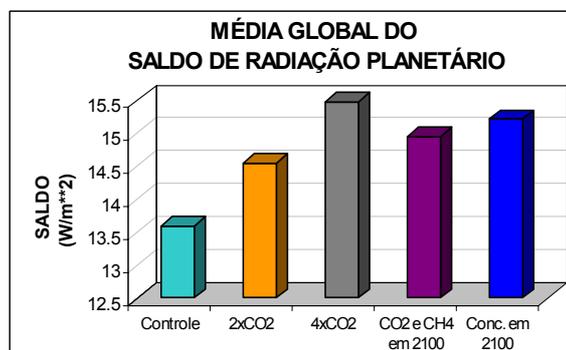
O aumento da concentração dos gases do efeito estufa altera os saldos de radiação, e para a restauração do equilíbrio climático a superfície e a troposfera se aquecem, e o topo da atmosfera (neste estudo considerado como nível de pressão de 0,01hPa) se esfria. A Figura 5.14 apresenta os desvios médios anuais zonal e global da temperatura do ar próximo à superfície, e a sua média global anual. É verificado que os maiores aumentos de temperatura do ar próximo à superfície, decorrentes dos diversos aumentos da concentração de gases-estufa na atmosfera, ocorrem nas regiões polares, sendo os máximos valores observados em |85°| e apresentados na Tabela 5.7.



(a)



(b)



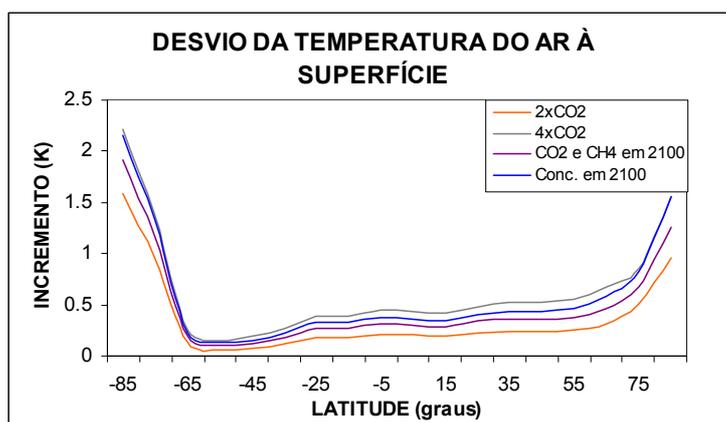
(c)

Fig. 5.13 – Desvio médio anual do saldo de radiação planetário (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual do saldo de radiação na superfície (c).

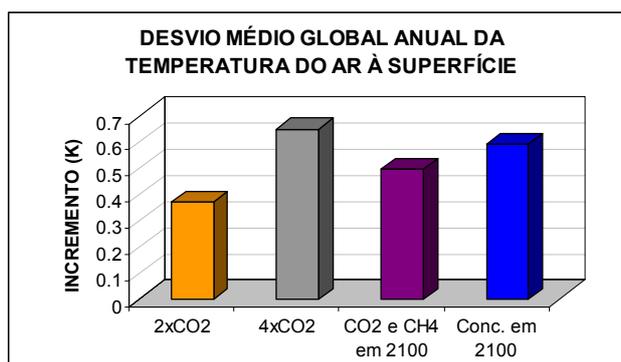
TABELA 5.7 – EFEITO DO AUMENTO DOS GASES-ESTUFA SOBRE A TEMPERATURA NOS PÓLOS

EXPERIMENTO DE SENSIBILIDADE	$\Delta\bar{T}$ em 85°S (°C)	$\Delta\bar{T}$ em 85°N (°C)
2 x CO ₂	+ 0,60	+ 1,00
4 x CO ₂	+ 2,20	+ 1,60
CO ₂ e CH ₄ previstos para 2100	+ 1,90	+ 1,30
CO ₂ , CH ₄ , N ₂ O e O ₃ troposférico previstos para 2100	+ 2,15	+ 1,55

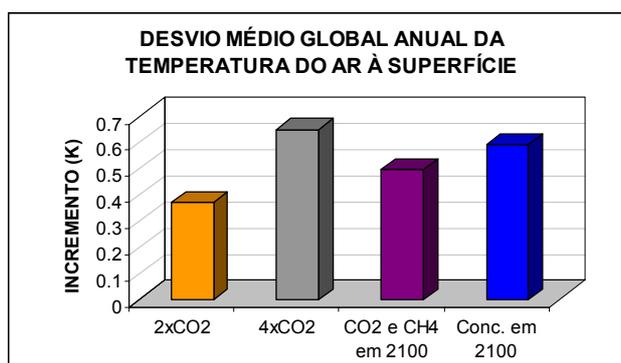
Os maiores aumentos na temperatura próxima à superfície são observados no Pólo Sul (85°) e ocorrem com a quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera (+2,20°C), embora seu efeito seja equivalente ao efeito ocasionado pelo aumento dos gases-estufa (CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico) previstos para o ano de 2100 (2,15°C).



(a)



(b)



(c)

Fig. 5.14 – Desvio médio anual da temperatura do ar à superfície (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual da temperatura do ar à superfície (c).

Diversos estudos sobre o efeito da duplicação e quadruplicação do CO₂ realizados com MCGs confirmam os resultados obtidos neste estudo, como os desenvolvidos pelo GISS (Hansen et al., 1984); pelo NCAR (Bates e Meehl, 1986); e pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL) da NOAA (Manabe e Wetherald, 1986). Nestes três estudos baseados em MCGs com o oceano acoplado, foi observado que os maiores aumentos na temperatura do ar próximo à superfície ocorriam nas regiões polares, sendo as magnitudes deste acréscimo maiores que as encontradas nesta simulação. Porém, os maiores aumentos de temperatura foram observados no Pólo Norte.

Há muitas incertezas quanto aos efeitos da duplicação da concentração do CO₂ na distribuição latitudinal da temperatura do ar próximo à superfície. Diferentemente do estudo dos MCGs citados acima, Washington e Meehl (1984) utilizaram um MCG do NCAR, também com oceano acoplado, para avaliar o aumento de temperatura da superfície do ar com a duplicação da concentração de CO₂ na atmosfera (Figura 5.15), e verificaram que os maiores aumentos ocorriam nas latitudes mais altas do Hemisfério Sul, o que concorda com os resultados obtidos através deste MED.

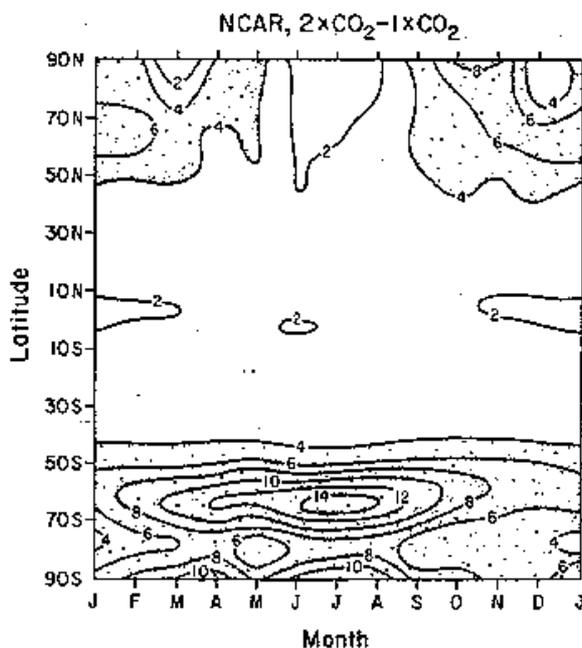


Fig. 5.15 – Desvios médios zonais temporais da temperatura do ar próximo à superfície devido à duplicação do CO₂ simulados com MCG do NCAR. Unidade: K.
 Fonte: Washington e Meehl (1984).

A Figura 5.16 apresenta os efeitos da duplicação e quadruplicação do CO₂ obtidos por Knutson (1997), que acrescentou o CO₂ na atmosfera de forma transiente em um MCG com oceano acoplado desenvolvido pelo GFDL da NOAA.

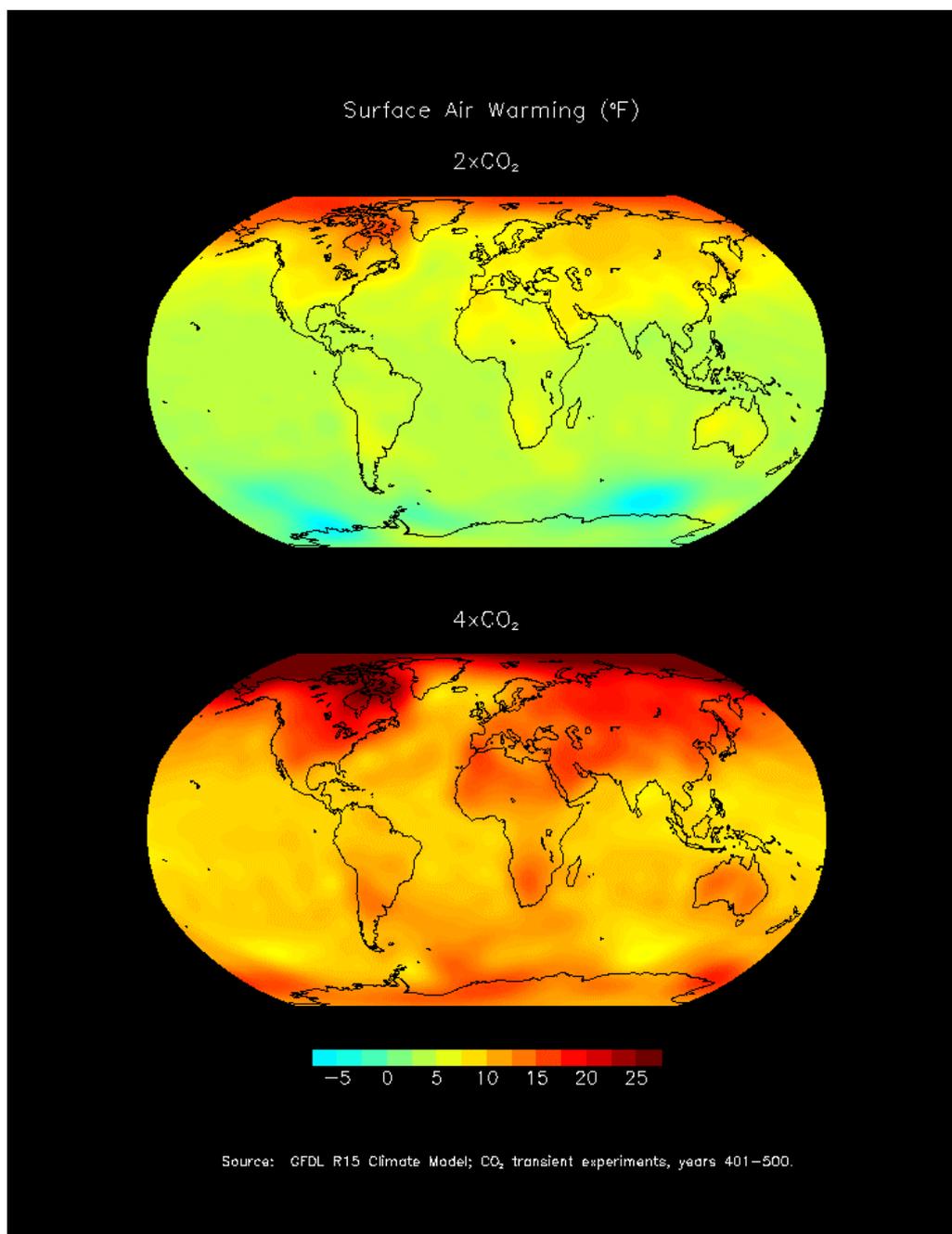


Fig.5.16 – Mapa de aquecimento do ar à superfície devido à duplicação e quadruplicação do CO₂ obtido pelo MCG do GFDL/NOAA.

Fonte: http://www.gfdl.noaa.gov/~tk/climate_dynamics/climate_impact_webpage.html

Os maiores aquecimentos obtidos por Knutson (1997) são observados nas áreas continentais das latitudes mais altas, sendo as diferenças de temperatura projetadas com a quadruplicação do CO₂ maiores que a diferença existente entre a temperatura do clima presente e a temperatura da era do cretáceo (65 a 90 milhões de anos atrás). Este modelo previu um aquecimento médio global de 3,7°C com a duplicação do CO₂ na atmosfera.

Na análise do desvio médio global da temperatura do ar à superfície, apresentado na Figura 5.14c, verifica-se que a duplicação da concentração de CO₂ na atmosfera acarreta um aumento médio global na temperatura do ar à superfície de 0,37°C, enquanto que na quadruplicação do CO₂ é observado um acréscimo nesta temperatura de 0,65°C. Schlesinger (1999) apresentou os efeitos da duplicação do CO₂ na atmosfera através dos resultados das estimativas médias globais da temperatura do ar à superfície obtidos com MCGs, conforme mostra a Figura 5.17. As elevações da temperatura média global do ar à superfície situam-se entre 1,50° a 4,50°C, conforme divulgado pelo IPCC (1995). Estes desvios são superiores ao encontrado neste estudo, porém, próximos dos valores determinados por Lindzen (1995 e 1998), que obteve valores médios globais de aquecimento do ar à superfície de 0,30°C e de 0,55°C, respectivamente.

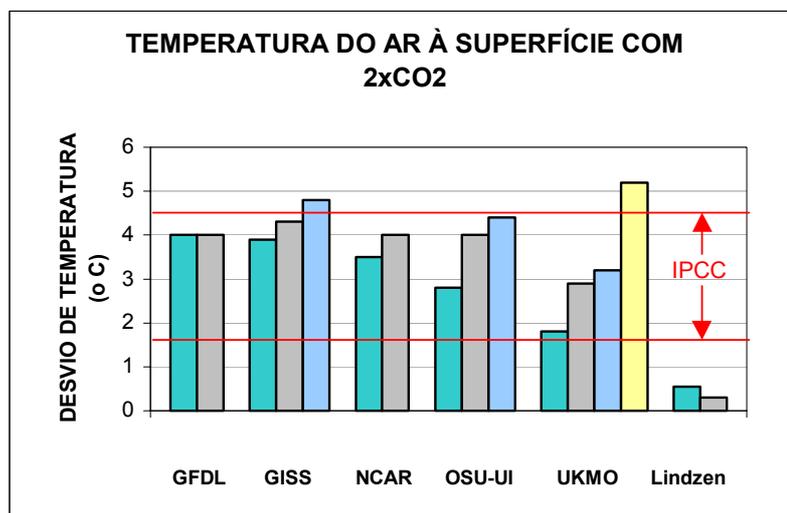


Fig. 5.17 – Estimativas do aumento da temperatura do ar à superfície simulada por diferentes MCGs com a duplicação do CO₂.

Fonte: Schlesinger (1999).

Schlesinger e Mitchell (1987) apresentam uma síntese dos desvios médios globais da temperatura da ar à superfície e da taxa de precipitação ocasionados pela duplicação e quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera simuladas por MCGs, os quais são apresentados na Tabela 5.8. Nesta tabela também são apresentados os valores médios globais destas variáveis simulados pelos MEDs desenvolvidos no INPE. Os aquecimentos médios globais da temperatura do ar à superfície obtidos através de MCGs variaram de 0,16° a 4,20°C com a duplicação do CO₂ na atmosfera, e de 0,46° a 5,90°C com a quadruplicação de CO₂. As simulações da média global da temperatura do ar à superfície obtidas com a versão atual do MED encontram-se próximas destes limites inferiores, enquanto que o efeito ocasionado pela duplicação do CO₂ na simulação da média global da temperatura do ar à superfície, determinada através do MED por Franchito et al. (1998), está abaixo deste intervalo.

As diferenças nas magnitudes das mudanças na temperatura do ar à superfície obtidas com o presente MED e os MCGs podem ser atribuídas não somente às diferentes resoluções existente entre eles, mas, principalmente, aos diferentes tratamentos utilizados nos processos de camada limite planetária, bem como nos processos físicos e dinâmicos da atmosfera. Além disto, deve ser destacado que a diferença também está relacionada com os efeitos de realimentação de albedo, de nuvens, de neve/gelo, que não são considerados neste estudo. Nas análises atuais do aquecimento climático realizadas através de MCGs com o acoplamento do oceano é considerada, além dos efeitos dos gases-estufa, a influência dos aerossóis de sulfato, que atuam como realimentação negativa (Delworth, 1999 e 2000).

Os aerossóis de sulfato são emitidos para a atmosfera principalmente pela queima de combustíveis fósseis e pela queima da biomassa, sendo também produzido, ocasionalmente, pela erupção de vulcões (IPCC, 1994). O efeito direto destes aerossóis é refletir e espalhar a radiação solar para a direção do espaço, reduzindo, portanto, a energia disponível na superfície e na atmosfera. O maior problema ambiental que os aerossóis sulfato ocasionam é decorrente da chuva ácida. (Mitchell e Johns, 1997). O efeito de aerossóis de sulfato não são globalmente uniformes e, exceto aqueles provenientes de atividades vulcânicos, apresentam um pequeno tempo de residência na

atmosfera (cerca de uma semana). Estes aerossóis vulcânicos apresentam um tempo de residência maior na atmosfera (um a três anos) (Anderson e Saxena, 1996).

TABELA 5.8 – EFEITO DO AUMENTO DE CO₂ SOBRE AS MÉDIAS GLOBAIS DA TEMPERATURA DO AR À SUPERFÍCIE E DA TAXA DE PRECIPITAÇÃO OBTIDOS POR MCGs COM OCEANO ACOPLADO E MEDs

REFERÊNCIA	CO ₂	ΔT_s (°C)	ΔP (%)
MED de Franchito et al. (1998)	2x	0,10	-0,5
Versão Atual (MED)	2x	0,37	-1,3
	4x	0,65	-2,7
Gates et al. (1981) ¹	2 x	0,20	-1,5
	4 x	0,46	-3,3
Mitchell (1983) ¹	2 x	0,16	-2,5
Mitchell e Lupton (1984) ¹	4x	4,70	7,5
Manabe e Stouffer (1979, 1980) e Manabe et al. (1981) ¹	4 x	4,10	6,7
Wetherald e Manabe (1981) ¹	4 x	4,80	10,0
Hansen et al. (1984) ¹	2 x	4,20	11,0
Washington e Meehl (1984) ¹	2 x	3,50	7,1
Wetherald e Manabe (1986) ¹	2 x	4,00	8,7
Manabe e Wetherald (1980) ²	2x	3,00	7,0
	4x	5,90	11,6
Schlesinger (1982) ²	2x	2,00	5,1
Washington e Meehl (1983) ²	2x	1,30	3,3
	4x	3,40	6,0
Manabe e Stouffer (1994) ³	2x	3,50	-2,3 e 7,4
	4x	7,00	28,9
Tett et al. (1999) ⁴	2x	3,30	-
Russel e Rind (1999) ⁵	2x	1,43	-

¹ Com ciclo de irradiância solar anual.

² O ciclo de irradiância solar é omitido e utiliza-se o valor médio.

³ O CO₂ é inserido a uma taxa de 1% ao ano até ser estabelecido o aumento de CO₂ (70 anos e 140 anos para 2xCO₂ e 4xCO₂, respectivamente) o modelo é rodado até completar 500 anos. Precipitação foi calculada com duas resoluções espectrais.

⁴ HadCM2

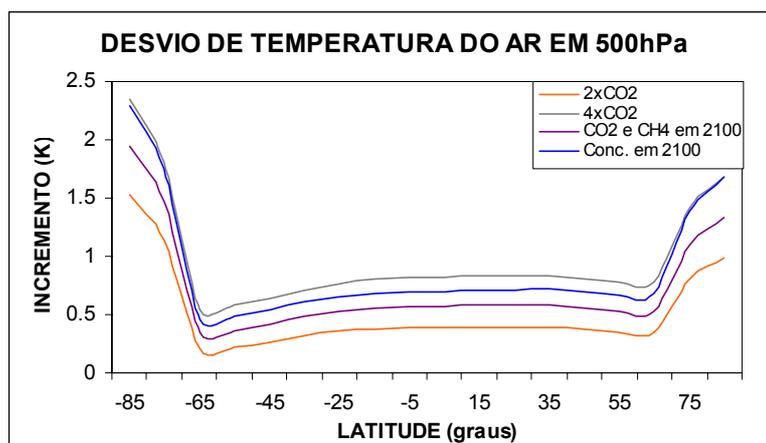
⁵ GISS

Nas notas 4 e 5, a duplicação do CO₂ é incluído como na nota 3 acima.

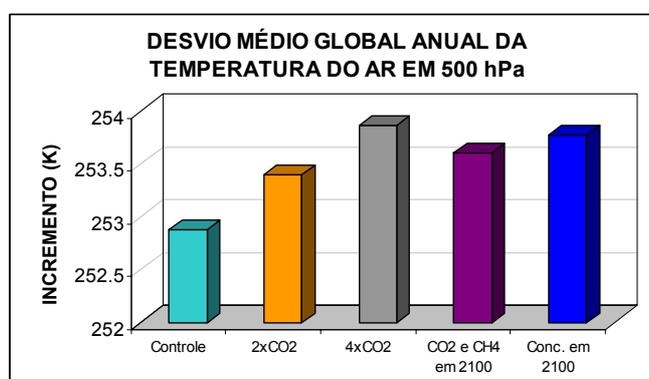
Em resposta aos efeitos das concentrações dos gases-estufa previsto para o ano de 2100, o aumento da temperatura da superfície do ar simulado é de $0,50^{\circ}\text{C}$, ao se considerar somente a variação das concentrações de CO_2 e CH_4 , e de $0,59^{\circ}\text{C}$ ao se considerar a variação das concentrações de CO_2 , CH_4 , N_2O e O_3 troposférico. Anderson (2001) ressalta a discrepância entre as estimativas de aquecimento previsto para o final deste século, considerando as previsões de emissão dos gases do efeito estufa. O IPCC descreve um aquecimento variando de $1,40^{\circ}\text{C}$ a $5,80^{\circ}\text{C}$ na simulação do clima para 2100 utilizando MCGs. Manabe e Stouffer (1994), baseados na taxa atual de crescimento de CO_2 , estimaram uma taxa de aumento da temperatura média global da superfície do ar de 3°C por século.

O aumento da concentração de gases-estufa na atmosfera provoca um aquecimento em toda a troposfera, e este aquecimento pode ser verificado através da Figura 5.18.

A Figura 5.18 reporta os desvios médios zonais anuais da temperatura do ar na isobárica de 500hPa. Os maiores aquecimentos são verificados nas latitudes altas. Também pode ser observado nestas latitudes que o efeito ocasionado pela quadruplicação da concentração de CO_2 é equivalente ao efeito causado pelo aumento de todos os gases-estufa conjugados, previstos para 2100. As maiores magnitudes na temperatura do ar na isobárica de 500 hPa são observados no Hemisfério Sul, cujos desvios encontrados são $1,5^{\circ}\text{C}$; $2,4^{\circ}\text{C}$; 2°C e $2,3^{\circ}\text{C}$ para, respectivamente, a duplicação da concentração de CO_2 , a quadruplicação da concentração de CO_2 ; as concentrações de CO_2 e CH_4 previstas para o ano de 2100; e as concentrações de CO_2 , CH_4 , N_2O e O_3 troposférico previstas para o ano de 2100. No Hemisfério Norte as magnitudes dos desvios são menores e apresentam os respectivos valores de 1°C ; $1,7^{\circ}\text{C}$; $1,3^{\circ}\text{C}$ e $1,7^{\circ}\text{C}$.



(a)



(b)

Fig. 5.18 – Desvio médio anual da temperatura do ar em 500 hPa (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global.

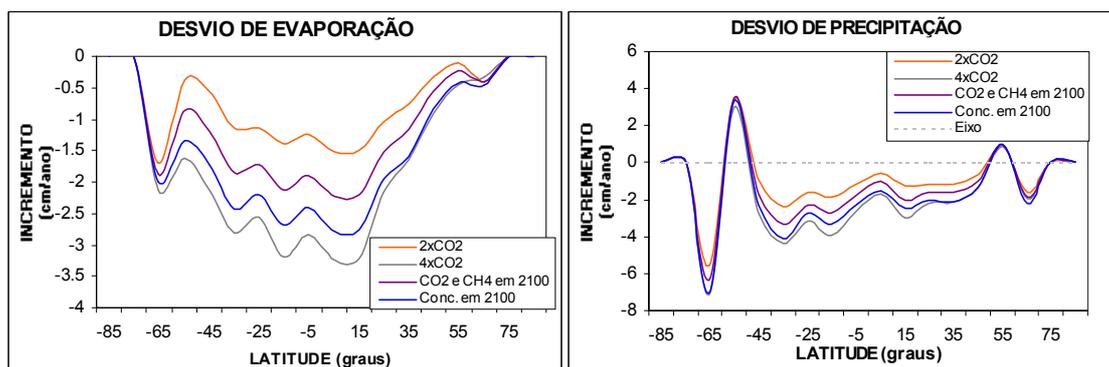
A Figura 5.19 apresenta os resultados das simulações médias anuais da evaporação e da precipitação, observados através dos experimentos de sensibilidade do clima às variações das concentrações dos gases do efeito estufa aqui estudados.

As simulações mostraram uma redução na evaporação média anual em quase todas as regiões, e em quase todos os experimentos de aumento das concentrações dos gases-estufa na atmosfera (Figura 5.19a1). Nas latitudes altas, os desvios observados são nulos. Os maiores desvios da evaporação média zonal anual são observados no experimento de quadruplicação do CO₂. A redução média global anual da evaporação

simulada para cada experimento de sensibilidade do clima é apresentada na Figura 5.19b1. Nesta são verificadas as reduções: de 0,7 cm/ano para a duplicação da concentração de CO₂; de 1,6 cm/ano para a quadruplicação da concentração de CO₂; de 1,1 cm/ano para as concentrações de CO₂ e CH₄ previstas para o ano de 2100; e de 1,4 cm/ano para as concentrações de CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico previstas para o ano de 2100. As reduções observadas estão relacionadas com os gradientes verticais de temperatura simulados em cada experimento, pois embora tenha sido observado um aumento na temperatura do ar próximo à superfície, neste MED com duas camadas, a troposfera se aquece como um todo, reduzindo o gradiente vertical de temperatura desta e, conseqüentemente, o fluxo de calor sensível.

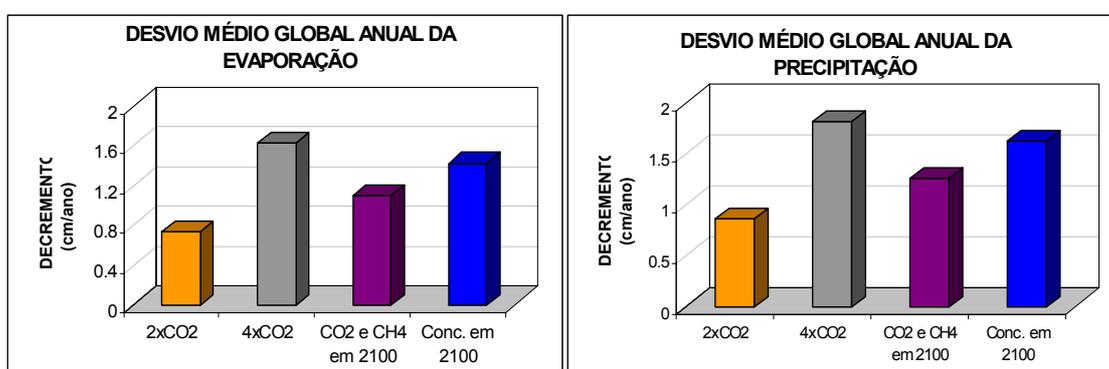
A Figura 5.19a2 apresenta a distribuição latitudinal das simulações da precipitação média anual avaliadas com estes experimentos de sensibilidade, onde se verifica, em quase todas as regiões, uma redução na precipitação, exceto para a latitude de |55°|. As reduções médias globais anuais da precipitação, ilustradas na Figura 5.18b2, são de 0,9 cm/ano para a duplicação da concentração de CO₂; de 1,8 cm/ano para a quadruplicação da concentração de CO₂; de 1,3 cm/ano para as concentrações de CO₂ e CH₄ previstas para o ano de 2100; e 1,6 cm/ano para a concentração de CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico previstas para 2100. Como observado na análise da evaporação, os maiores desvios médios global anual da precipitação ocorre quando há uma quadruplicação na concentração de CO₂ na atmosfera.

A simulação da influência da duplicação do CO₂ nos desvios médios zonais anuais da precipitação observada, com a versão atual do MED concorda com os resultados de Washington e Meehl (1984), obtidos através de um MCG com o oceano acoplado, onde são observadas as mesmas tendências à redução de precipitação em alguns cinturões de latitudes tropicais (5°N e 15°N), e no cinturão centrado em 25°S, e as mesmas tendências de aumento de precipitação nos cinturões de latitude centrados em |55°|.



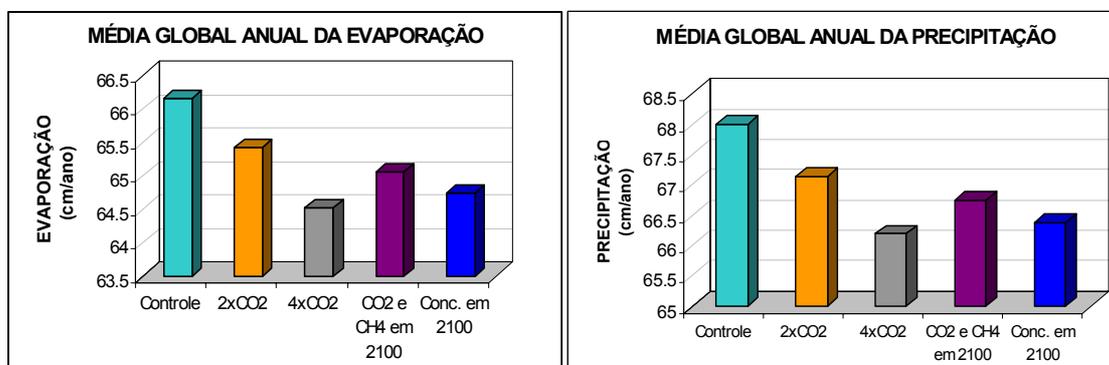
(a1)

(a2)



(b1)

(b2)



(c1)

(c2)

Fig. 5.19 – Desvio médio anual da evaporação (1) e da precipitação (2) (experimento com gases do efeito estufa menos experimento de controle): a) média zonal e b) média global. Média global anual da evaporação (c1) e da precipitação (c2).

O desvio médio anual global de precipitação simulado nos experimentos de duplicação e quadruplicação das concentrações de CO₂ encontram-se dentro do intervalo de valores obtidos com a realização destes experimentos em MCG, conforme mostra a Tabela 5.8.

A variação da média global anual da precipitação devido à duplicação de CO₂ obtidos com MCGs, encontra-se entre -2,5% e 11%, enquanto que na simulação com a versão atual do MED, o percentual de redução da precipitação média global anual é de -1,3%. Na avaliação do percentual de variação da média global anual da precipitação, devido o efeito da quadruplicação de CO₂ obtidos com MCGs, verificaram-se valores entre -3,3% a 28,9%, enquanto na simulação realizada com este MED é observado um percentual da precipitação média global anual de -2,7%.

A simulação da taxa média global de precipitação anual obtida no experimento de sensibilidade do clima à duplicação da concentração do CO₂, também concorda com o resultado obtido por Manabe e Stouffer (1994) que, utilizando um MCG com oceano acoplado e introduzindo o CO₂ na atmosfera de forma gradual (taxa de acréscimo deste gás de 1% ao ano), obtiveram uma redução da taxa média global da precipitação de 2,3%. Esta redução na taxa de precipitação de Manabe e Stouffer (1994) foi obtida ao se processar o MCG com uma resolução espectral romboidal R30. Porém, rodando-se o MCG com uma resolução espectral romboidal R15, foi observado um aumento nesta taxa.

5.3 – EXPERIMENTO DE SENSIBILIDADE À QUEIMADA

Na era pré-industrial as principais fontes de gás carbônico para a atmosfera eram provenientes da respiração animal e vegetal, e da queima da biomassa. A ação antropogênica iniciou-se com a prática das queimadas agrícolas, porém nestes dois últimos séculos observou-se o crescimento acentuado da queima de combustíveis fósseis, e da queima de biomassa em grande escala, que tornou evidente a influência global da emissão de CO₂ no clima (Houghton et al., 2001). A queima de biomassa é considerada a segunda principal fonte de CO₂ para a atmosfera. Além disso, ela contribui na emissão de outros gases do efeito estufa, como por exemplo o CH₄ e o monóxido de carbono (CO), e com a liberação de aerossóis de fumaça para a atmosfera (Babbit et al. 1996; Artaxo et al. 2000).

A queima de biomassa interfere nas mudanças climáticas, não só por ser fonte significativa de gases do efeito estufa e de aerossóis, mas também por afetar a química da atmosfera. A queima de biomassa também produz gases quimicamente ativos, como os monóxidos de nitrogênio e de carbono, os hidrocarbonos, e o brometo de metila. Os monóxidos de carbono e nitrogênio, e os hidrocarbonos, induzem à produção fotoquímica de O₃ troposférico e de chuva ácida, enquanto o brometo de metila induz à destruição fotoquímica do O₃

estratosférico. Dentre os impactos climáticos ocasionados pela queima de biomassa podem ser destacadas as alterações na reflectância e emissividade da atmosfera, no ciclo bioquímico do nitrogênio e do carbono existente entre o solo e a atmosfera, no ciclo hidrológico, na estabilidade dos ecossistemas e na sua biodiversidade (Kaufman e Chou, 1992; Holzinger et al., 1999).

Os aerossóis de fumaça são constituídos de partículas contendo carbono, denominados de aerossóis carbonaceous. Estes aerossóis são separados em duas classes: aerossóis de carbono grafitico e aerossóis de carbono orgânico. Eles apresentam propriedades físicas diferentes, pois, enquanto os aerossóis de carbono orgânico espalham a radiação solar e não as absorve, os aerossóis de carbono grafitico absorvem fortemente a radiação solar. Os aerossóis predominantes das queimadas da região amazônica são caracterizados como carbono grafitico em sedimentos (Gerab, 1996; Kubatova et al. 2000) e, portanto, possuem um papel importante no balanço de radiação do sistema terra-atmosfera.

A caracterização dos aerossóis provenientes da queima de biomassa, e o conhecimento de suas concentrações, são muito importantes nos processos físicos de transferência radiativa, influenciando diretamente na modelagem atmosférica e nos estudos climáticos. Os aerossóis apresentam um efeito radiativo direto, que está relacionado com a absorção e o espalhamento espectral da radiação solar, e um efeito indireto, que se refere à interação destes aerossóis com nuvens. No caso do efeito direto, estes aerossóis espalham e absorvem a radiação solar reduzindo, assim, a quantidade de radiação solar disponível na superfície e no planeta. No caso do efeito indireto, os aerossóis atuam como núcleo de condensação, modificando as propriedades óticas das nuvens e, portanto, alterando a reflectância das nuvens à radiação solar.

Em resposta à interação da radiação termal com os aerossóis de queima de biomassa, Ackerman et al. (1977), Coakley et al. (1983), e Tarasova (2001) afirmaram que a influência destes aerossóis nos processos de transferência da radiativa é muito pequena.

Christopher et al. (2000) verificaram que a cada ano mais de 100 milhões de toneladas de aerossóis de fumaça são liberados para a atmosfera através da queima de biomassa, sendo que 80% são provenientes de regiões tropicais. No Brasil as emissões provenientes de queimadas elevam as concentrações de poluentes atmosféricos a taxas muitas vezes superiores à recomendada pelos padrões ambientais (Andrade Pinto, 2001). Segundo dados processados

pelo INPE e pela Embrapa, no mês de setembro de 2001 ocorreu o maior número de queimadas dos últimos 7 anos no país. Foram registrados 40.401 focos de queimadas, sendo que a maior parte destes registros ocorreram no chamado Arco do Desflorestamento, que corresponde à Calha Sul da Bacia Amazônica. As maiores incidências de queimadas foram observadas nas regiões ao norte de Tocantins, ao norte do Mato Grosso e a sudeste do Pará. Estados que no ano passado apresentaram pequena incidência de focos de queimada, como Rondônia e Acre, tiveram este ano muitos registros de queimadas. Isto em regiões de floresta relativamente intacta (John, 2001). A Figura 5.20 ilustra uma queimada na região do Arco do Desflorestamento observada através de imagem do satélite GOES.

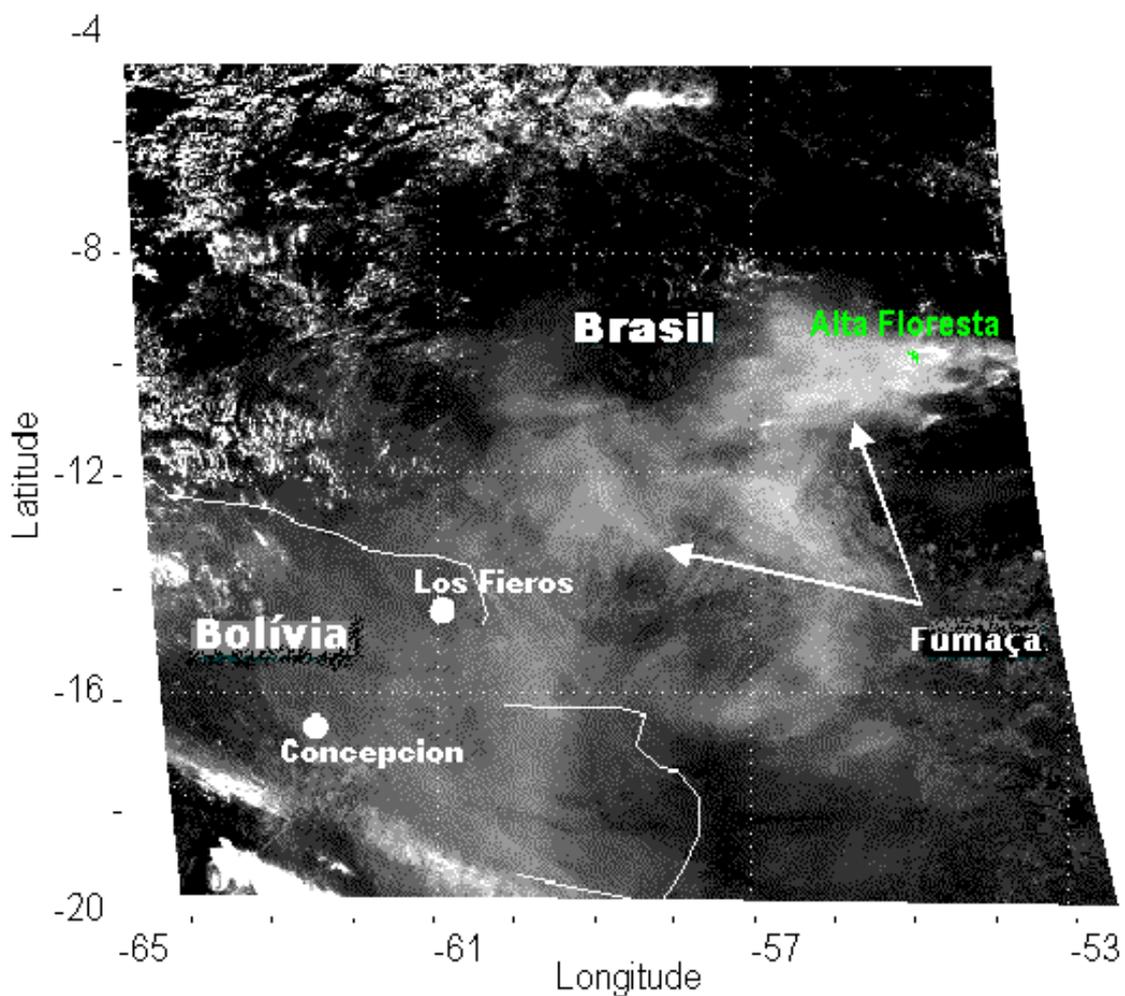


Fig. 5.20 – Registro de área de fumaça observada através de imagem do satélite GOES.

Fonte: NASA.

O CPTEC, juntamente com o Instituto Brasileiro de Meio Ambiente e Recursos Naturais (IBAMA), têm disponibilizado diagnósticos de poluição atmosférica à superfície, como por

exemplo, mapas contendo os valores das concentrações de fumaça em microgramas por volume. Estes mapas possibilitam avaliar a direção preferencial das plumas de fumaça, e, conseqüentemente, as regiões que são afetadas pela alteração dos aerossóis atmosféricos. Verifica-se que no período de junho a outubro há um grande aumento da ocorrência deste tipo de aerossóis na região tropical do país.

A Figura 5.21 mostra uma visão panorâmica do efeito de uma queimada na região de Rondônia registrada através de uma fotografia aérea. Observa-se claramente a mudança de opacidade da atmosfera e a devastação da vegetação na superfície.



Fig. 5.21 – Visão panorâmica de uma região submetida à queimada na Floresta Amazônica.

Os efeitos ocasionados pela queima de biomassa em escala global e regional têm sido avaliados em diversas áreas de pesquisa. Como exemplo pode-se citar seus efeitos sobre o balanço radiativo (Kaufman et al., 1998; Christopher et al., 1998; Tarasova et al., 1999; Tarasova et al., 2000; Tarasova e Eck, 2000; Christopher et al., 2000; Li et al., 2000; e Wagner et al., 2001); sobre a química da atmosfera (Crutzen e Andrea, 1990; Fishman et al., 1996; Reid et al. 1996; Reid et al, 1999); sobre a emissão de gases do efeito estufa (Alvalá et

al., 1996; Babbitt et al., 1996); e indiretamente sobre a redução da evaporação e precipitação, e sobre os impactos no clima (Nobre et al., 1991, 1998).

Na condução do experimento de sensibilidade do clima à queima de biomassa, realizado neste estudo, é suposto que toda a Floresta Amazônica é queimada. Baseada nesta suposição, os parâmetros de superfície do MED são modificados somente na fração de área vegetada correspondente a esta floresta, que se encontra compreendida entre os cinturões de latitude centrado entre 15°S e 5°N. Com a queima da Floresta Amazônica, considerada composta somente por floresta primária, a cobertura vegetal característica de floresta perenifólia é substituída por vegetação típica de semi-deserto, e os parâmetros que caracterizam a superfície vegetal são alterados conforme descrição do BATS (Tabela 3.1, substituição da vegetação tipo 6 pela vegetação tipo 11), exceto a reflectância espectral do solo. Segundo Formaggio (2001) o solo predominante da região amazônica é o solo denominado como latossolo amarelo, cujas reflectâncias espectrais são: 0,1 para comprimentos de onda inferiores do 0,7 μ m, e 0,35 para comprimentos de onda igual ou superior a 0,7 μ m.

As concentrações de CO₂ e CH₄ são alteradas para valores típicos de queima de floresta primária, sendo considerados os valores médios obtidos por Babbitt et al. (1996). Neste experimento, estes valores são considerados como representativos da média anual e encontram-se descritos na Tabela 5.9. As alterações destas concentrações são realizadas em todos os cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica.

TABELA 5.9 – CONCENTRAÇÕES DE CO₂ E CH₄ TÍPICOS DE QUEIMA DE BIOMASSA DE FLORESTA PRIMÁRIA (AMAZÔNICA)

GASES DO EFEITO ESTUFA	CONCENTRAÇÃO (ppm)
CO ₂	397,4
CH ₄	1,90

Fonte: Babbitt et al. (1996)

O tempo de residência na atmosfera dos aerossóis provenientes da queima de biomassa são dependentes do tipo de vegetação queimada; da concentração de aerossóis na atmosfera, que é muito variável ao longo do ano (maiores na estação considerada seca da Amazônia, que compreende o período de junho a setembro (Nobre et al., 1998)); e das condições atmosféricas durante a queimada, destacando-se dentre estas, a ocorrência de precipitação. Os aerossóis de queima de biomassa são classificados como aerossóis troposféricos, que têm um tempo de residência na atmosfera usualmente menor do que quatro semanas (Jung e Bach, 1987). Embora haja diversos fatores que influenciam o tempo de residência destes aerossóis na atmosfera, é suposto, neste estudo, que estes aerossóis estão presentes na atmosfera ao longo do ano.

Devido à falta de informações espectrais e de informações simultâneas sobre a espessura ótica, sobre o fator de assimetria e sobre o albedo de espalhamento simples dos aerossóis, a avaliação do efeito climático da fumaça é realizada considerando-se somente a alteração destes parâmetros na faixa espectral compreendida entre 0,4 e 0,7 μm (radiação fotossinteticamente ativa, PAR). As informações dos parâmetros de aerossóis disponíveis são referentes ao comprimento de onda de 0,55 μm para a espessura ótica, e ao comprimento de onda de 0,5 μm para o fator de assimetria e para o albedo de espalhamento simples, os quais são considerados representativos da faixa espectral da PAR. A média anual da espessura ótica de aerossóis de queima de biomassa presentes na coluna atmosférica é obtida através do valor médio anual deste parâmetro mensal, apresentado por Holben et al. (2001) para a cidade de Alta Floresta (Figura 5.20). Esta cidade, que representa uma região típica de floresta tropical chuvosa, apresenta forte influência antropogênica, e possui equipamentos para a detecção e registro da variação diária da espessura ótica de aerossóis, que são gerenciados pela Aerosol Robotic Network (AERONET). Os valores de fator de assimetria e albedo de espalhamento simples característicos de aerossóis de queimada de biomassa para o período seco são dados por Tarasova et al. (1999), e neste estudo são supostos como valores representativos da média anual.

Os parâmetros físicos de aerossóis representativos da média anual da queima de biomassa são alterados somente nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica e encontram-se descritos na Tabela 5.10. É suposta a presença destes aerossóis na atmosfera até 2km de altitude, e supõe-se também que a concentração destes aerossóis em cada camada é

constante. Portanto, a espessura ótica média anual é dividida pelo número de camadas existentes até o nível de 2km.

TABELA 5.10 – PARÂMETROS FÍSICOS CARACTERÍSTICOS DE AERROSSÓIS DE QUEIMA DE BIOMASSA EM 0,5 μm

PARÂMETROS FÍSICOS ASSOCIADOS A AERROSSÓIS	VALOR (adimensional)
Espessura ótica	0,336
Albedo de espalhamento simples	0,866
Fator de assimetria	0,623

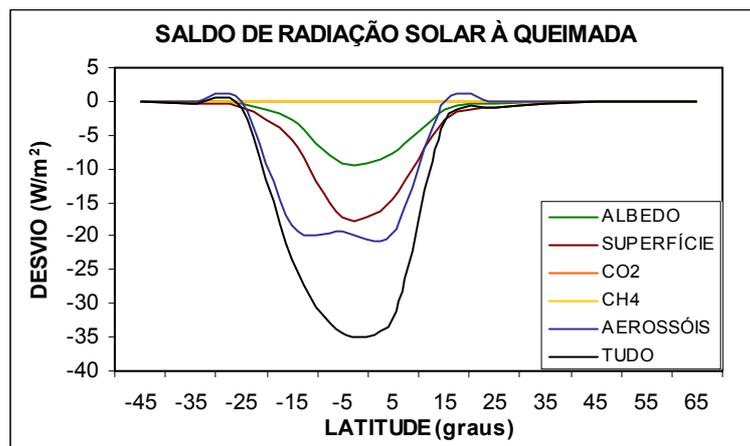
Fonte: Holben et al. (2001) e Tarasova et al. (1999)

O estudo da influência da queima da biomassa no clima é conduzido por seis experimentos, através dos quais é observada a influência individual de cada alteração acima descrita. O experimento de queimada é, portanto, avaliado através dos seguintes experimentos: alteração de aerossóis de queimada na atmosfera; alteração das reflectâncias espectrais da superfície; alteração dos parâmetros de superfície, incluindo os novos valores das reflectâncias espectrais; alteração da concentração de CO_2 na atmosfera; alteração da concentração de CH_4 na atmosfera; e alterações simultâneas dos parâmetros de superfície, dos parâmetros físicos de aerossóis de fumaça e das concentrações de gases do efeito estufa, ou seja, de todos os aspectos que caracterizam a simulação da queima da Floresta Amazônica.

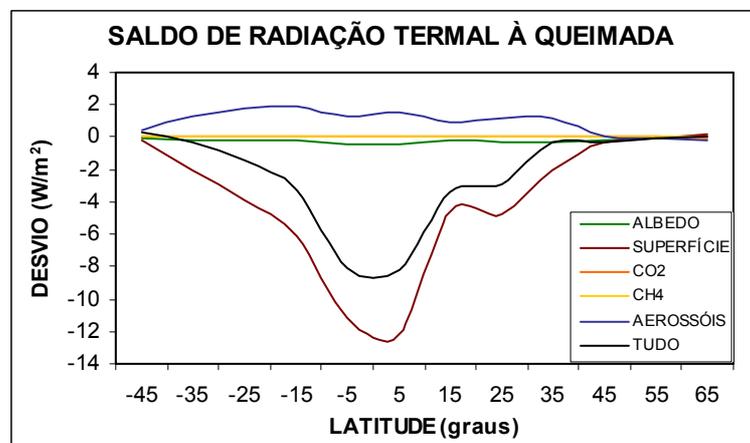
O experimento de controle é definido pelos resultados simulados do clima presente, e os efeitos ocasionados pelos experimentos de sensibilidade do clima à queima de biomassa são avaliados através dos desvios resultantes da diferença existente entre os experimentos de queima de biomassa e o experimento de controle.

O impacto provocado pela queima de biomassa nos saldos de radiação solar e termal na superfície, simulados neste experimento, são apresentados na Figura 5.22. Verifica-se, através da Tabela 5.11, que a presença de aerossóis de queima de biomassa na atmosfera ocasiona uma redução do saldo de radiação solar na superfície em aproximadamente 9,8%, e uma redução na perda de radiação termal na superfície em 2,2% nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica. A alteração da radiação termal é ocasionada pela mudança da umidade específica na superfície e na baixa troposfera (Figura 5.23), que por sua

vez, é uma resposta do clima à redução do saldo de radiação solar na superfície induzido pela presença de aerossóis de queima de biomassa na atmosfera. Em relação à distribuição latitudinal da simulação média anual do saldo de radiação, verifica-se que os aerossóis de queima de biomassa provocam uma redução de aproximadamente 14,1% nos cinturões de latitude compreendidos entre 15°S e 5°N. Os trabalhos que avaliam a influência de aerossóis provenientes de queima de biomassa no balanço de energia da superfície acima citados, também observaram reduções nos saldos de radiação solar, e conseqüentemente, nos saldos de radiação na superfície.



(a)



(b)

Fig. 5.22 – Desvio médio zonal anual: (a) saldo de radiação solar e (b) saldo de radiação termal na superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marrom); alteração da concentração de CO₂ (laranja); alteração da concentração de CH₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto).

TABELA 5.11 – PERCENTUAIS DOS DESVIOS MÉDIOS ANUAIS ZONAIS DOS SALDOS DE RADIAÇÃO SOLAR, TERMAL E TOTAL NA SUPERFÍCIE SIMULADOS NOS EXPERIMENTOS DE QUEIMA DE BIOMASSA, PARA O CINTURÃO CONTINENTAL DE 20°S a 10°N

EXPERIMENTO	LATITUDE ¹	SALDO DE RADIAÇÃO SOLAR (%)	SALDO DE RADIAÇÃO TERMAL (%)	SALDO DE RADIAÇÃO (%)
Aerossóis	15°S	-9,7	2,5	-14,8
	5°S	-9,6	1,8	-13,7
	5°N	-9,9	2,2	-13,7
	PM ²	-9,7	2,2	-14,1
Reflectâncias Espectrais	15°S	-1,5	-0,3	-2,7
	5°S	-4,6	-0,7	-7,4
	5°N	-3,9	-0,7	-6,2
	PM ²	-3,3	-0,6	-5,4
Parâmetros de Superfície	15°S	-3,0	-7,9	-10,6
	5°S	-8,7	-16,4	-21,7
	5°N	-7,3	-18,1	-20,2
	PM ²	-6,3	-14,1	-17,5
Concentração de CO ₂	15°S	-0,03	0,07	< -0,01
	5°S	-0,03	0,07	-0,01
	5°N	-0,03	0,07	-0,01
	PM ²	-0,03	0,07	-0,01
Concentração de CH ₄	15°S	0%	0,01	< - 0,01%
	5°S	< - 0,01%	0,01	< - 0,01%
	5°N	< - 0,01%	0,01	< - 0,01%
	PM ²	< - 0,01	0,01	< - 0,01
Alteração de todos os parâmetros e constituintes atmosféricos	15°S	-12,4	-4,2	-23,9
	5°S	-17,3	-11,8	-32,4
	5°N	-16,3	-12,2	-30,7
	PM ²	-15,3	-9,4	-29,0

¹ Centrado no cinturão de latitude que representa uma faixa espectral. Por exemplo: o cinturão de latitude centrado em 15° S, corresponde à faixa latitudinal de 20°S a 10°S.

² Percentual médio do cinturão de latitude que compreende a Floresta Amazônica.

Como pode ser visualizado na Figura 5.23, a introdução de aerossóis de fumaça na baixa atmosfera, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, também afeta, em menor grau, a umidade específica das regiões adjacentes.

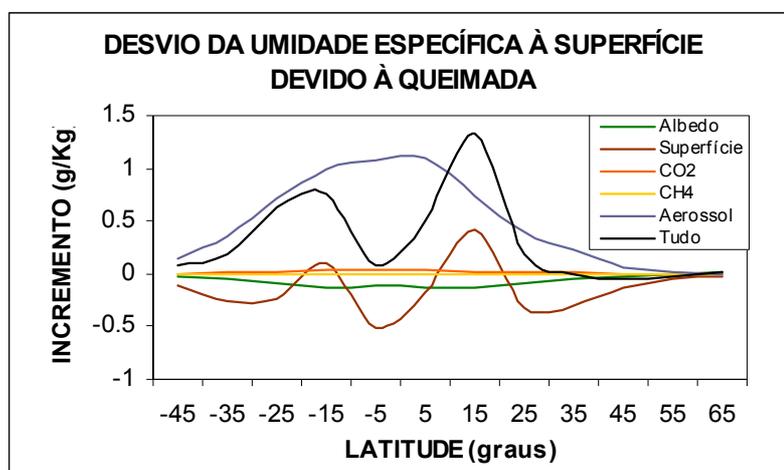


Fig. 5.23 – Desvio médio zonal anual da umidade específica do ar à superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marron); alteração da concentração de CO₂ (laranja); alteração da concentração de CH₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos os parâmetros de superfície e de atmosfera (preto).

Na Figura 5.22 pode ser observado que a liberação de CO₂ e de CH₄ provenientes da queima de biomassa pouco altera as simulações médias anuais dos saldos de radiação solar e de radiação termal na superfície, e portanto, o balanço médio anual da radiação na superfície. Maiores influências destes gases são observadas na simulação do saldo de radiação médio anual do sistema terra-atmosfera, apresentado na Tabela 5.12, cujos desvios apresentam um aumento de 0,21% e 0,02% com o aumento da emissão de CO₂ e de CH₄, respectivamente.

O experimento de sensibilidade do clima à substituição das reflectâncias espectrais de floresta perenifolia para os correspondentes valores de semi-deserto, ocasiona reduções de 1,5%, 4,6% e 3,9% no saldo médio anual da radiação solar na superfície dos cinturões de latitude centrados, respectivamente, em 15°S, 5°S e 5°N; e uma pequena redução da média anual do saldo de radiação termal na superfície, conforme é mostrado na Figura 5.22 e na Tabela 5.11. Analisando-se os desvios observados no experimento em que são alterados todos os parâmetros de superfície (fração máxima de cobertura vegetal, comprimento de rugosidade da

vegetação, reflectâncias espectrais superiores e inferiores a $0,7\mu\text{m}$, índice de área foliar mínimo e fator de sensibilidade à luz), observam-se grandes reduções nos saldos médios anuais de radiação solar e termal. Em relação à média anual do saldo de radiação solar, observa-se uma redução de 3% no cinturão de latitude centrado em 15°S , e de aproximadamente 9% e 7% nos cinturões centrados em 5°S e 5°N , respectivamente, enquanto que, em relação à média anual do saldo de radiação termal, observam-se reduções da ordem de 8%, 16% e 18% nos cinturões de latitude centrados, respectivamente, em 15°S , 5°S e 5°N .

TABELA 5.12 – DESVIOS MÉDIOS ANUAIS ZONAIS DOS SALDOS DE RADIAÇÃO DO SISTEMA TERRA-ATMOSFERA SIMULADOS NOS EXPERIMENTOS DE EMISSÃO DE CO_2 E CH_4 PRODUZIDOS PELA QUEIMA DE BIOMASSA E RESPECTIVOS PERCENTUAIS MÉDIOS PARA O CINTURÃO DE LATITUDE DE 20°S a 10°N

EXPERIMENTO	LATITUDE	DESVIO DO SALDO DE RADIAÇÃO (W/m^{**2})
Controle ³	15°S	132,1
	5°S	137,0
	5°N	142,7
Concentração de CO_2	15°S	+0,17
	5°S	+0,19
	5°N	+0,21
	PM ⁴	+0,21%
Concentração de CH_4	15°S	0,02
	5°S	+0,02
	5°N	+0,02
	PM ⁴	+ 0,02%

³ Valores absolutos do saldo de radiação do sistema terra-atmosfera.

⁴ Percentual médio do cinturão de latitude que compreende a Floresta Amazônica.

As alterações nos parâmetros de superfície provocam reduções da umidade específica do ar à superfície em quase todos os cinturões de latitude, exceto nos cinturões centrados em 15°S e 25°N (Figura 5.23). Em relação ao experimento de alterações das reflectâncias espectrais da superfície, verifica-se que há pequenos desvios da umidade específica do ar à superfície. Nos experimentos em que se alteram os parâmetros de superfície, observa-se que os maiores desvios ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5°S, ou seja, no cinturão de latitude que possui a maior fração de floresta perenifólia.

Ao se analisar o desvio do experimento que considera todas as alterações nos parâmetros de superfície, nos parâmetros de aerossóis, e nas concentrações de gases-estufa na atmosfera simultaneamente, são observadas reduções no saldo de radiação solar na ordem de 12%, 17% e 16% nas faixas de latitudes centradas em 15°S, 5°S e 5°N, respectivamente; e reduções no saldo de radiação termal de aproximadamente 4%, 12% e 12% nas faixas de latitudes centradas, respectivamente, em 15°S, 5°S e 5°N. Portanto, verifica-se que, em relação à média anual do saldo de radiação na superfície, é a alteração dos parâmetros de superfície que mais influi na redução deste saldo (Tabela 5.11).

A distribuição média anual latitudinal dos desvios do balanço anual de energia não-radiativa na superfície (fluxos de calor latente e calor sensível), resultante do experimento de queima de biomassa, é ilustrada na Tabela 5.13. Dentre os experimentos que compõem este estudo é verificado que a emissão dos gases-estufa provenientes da queima de floresta primária pouco afeta a partição de energia à superfície. Na análise média anual verifica-se que a influência dos aerossóis carbonáceos é mais efetiva na redução do fluxo de calor sensível do que do fluxo de calor latente na superfície, ou seja, dentre todos os experimentos em que foram alterados os parâmetros de superfície, os parâmetros de aerossóis, e as concentrações de gases-estufa na atmosfera, é a introdução destes aerossóis que provoca a maior redução do fluxo de calor sensível na superfície (26,5%), enquanto que é a alteração dos parâmetros de superfície que provoca a maior redução do fluxo de calor latente (12%, 25,2% e 23,8% para os cinturões de latitudes centrados em 15°S, 5°S e 5°N, respectivamente). Ao se avaliar o experimento de queimada, em que se consideram as influências simultâneas de todas as alterações dos parâmetros de superfície, dos parâmetros de aerossóis, e das concentrações de gases-estufa na atmosfera, observa-se, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, uma maior redução do fluxo de calor sensível médio anual na superfície (aproximadamente 39%) e uma redução do fluxo de calor latente médio anual na superfície de aproximadamente 26%.

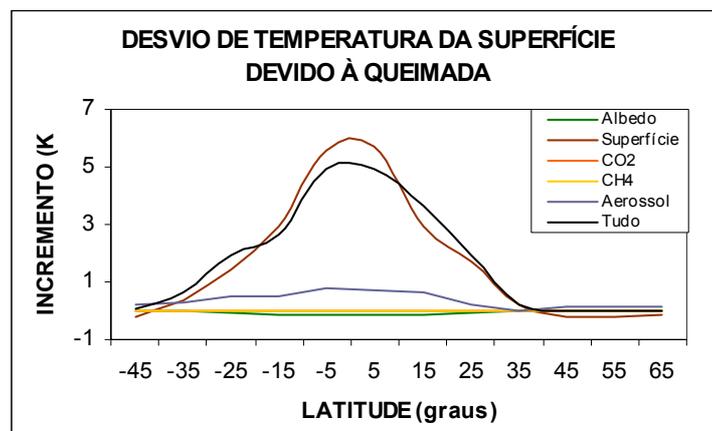
TABELA 5.13 – DESVIOS MÉDIOS ANUAIS DOS FLUXOS DE CALOR SENSÍVEL E CALOR LATENTE SIMULADOS NOS EXPERIMENTOS DE QUEIMA DE BIOMASSA E RESPECTIVOS PERCENTUAIS MÉDIOS PARA O CINTURÃO DE LATITUDE DE 20°S a 10°N

EXPERIMENTO	LATITUDE ⁵	DESVIO DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL (W/m**2)	DESVIO DO FLUXO DE CALOR LATENTE (W/m**2)
Aerossóis	15°S	-7,5	-11,2
	5°S	-7,0	-11,5
	5°N	-7,6	-11,6
	PM ⁶	-26,5%	-10,5%
Reflectâncias Espectrais	15°S	-1,2	-2,2
	5°S	-3,6	-6,5
	5°N	-3,1	-5,6
	PM ⁶	-9,4%	-4,3%
Parâmetros de Superfície	15°S	-2,2	-12,0
	5°S	-4,6	-25,2
	5°N	-5,2	-23,8
	PM ⁶	-14,2%	-18,4%
Concentração de CO ₂	15°S	-1,5 E10 ⁻²	0,02
	5°S	-1,2 E10 ⁻²	0,01
	5°N	-2,3 E10 ⁻²	0,01
	PM ⁶	-0,03%	+0,01%
Concentração de CH ₄	15°S	0	2 E10 ⁻³
	5°S	3 E10 ⁻³	7 E10 ⁻³
	5°N	-3 E10 ⁻³	-1 E10 ⁻³
	PM ⁶	< +0,01	< +0,01
Alteração de todos os parâmetros e constituintes atmosféricos	15°S	-9,4	-21,5
	5°S	-11,0	-33,2
	5°N	-11,8	-31,7
	PM ⁶	-38,6%	-26,2%

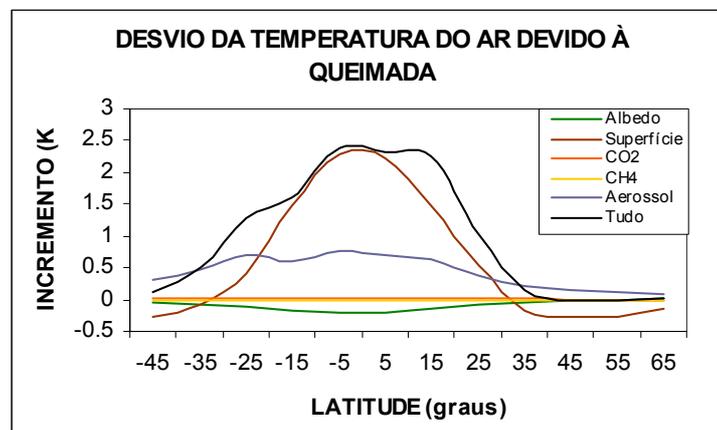
⁵ Centrado no cinturão de latitude que representa uma faixa espectral.

⁶ Percentual médio do cinturão de latitude que compreende a Floresta Amazônica.

A influência das alterações nos parâmetros de superfície, nos parâmetros de aerossóis, e nas concentrações de gases-estufa na atmosfera sobre a média anual das temperatura da superfície e do ar próximo à superfície na região continental pode ser visualizada na Figura 5.24. Verifica-se que as alterações nas concentrações dos gases do efeito estufa, CO_2 e CH_4 , pouco afetam estas temperaturas, bem como as alterações das reflectâncias espectrais, que causam pequenas reduções nestas temperaturas (redução média anual de $0,17^\circ\text{C}$ na temperatura da superfície e de $0,2^\circ\text{C}$ na temperatura do ar à superfície nos cinturões continentais que compreendem a Floresta Amazônica).



(a)



(b)

Fig. 5.24 – Desvio médio zonal anual: (a) temperatura da superfície; e (b) temperatura do ar à superfície (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marrom); alteração da concentração de CO_2 (laranja); alteração da concentração de CH_4 (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto).

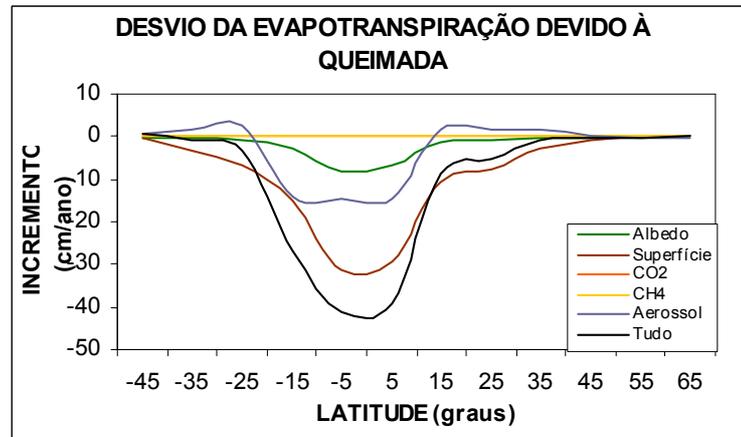
A presença de aerossóis provenientes de queima de biomassa ocasiona um aumento médio anual da temperatura de superfície de 0,56°C; 0,79°C; e 0,7°C nos cinturões de latitudes centrados em 15°S, 5°S e 5°N, respectivamente. O aumento médio anual da temperatura do ar à superfície é equiparável ao obtido na análise dos desvios da temperatura da superfície e, para estes cinturões de latitude, apresenta um valor médio de 0,7°C.

A alteração dos parâmetros de superfície induz a um aumento médio anual de temperatura da superfície de 4,7°C no cinturão de latitude continental que engloba a Floresta Amazônica, sendo verificados aumentos de 5,7°C nos cinturões de latitude centrados em |5°. A influência desta alteração na temperatura do ar à superfície acarreta um aumento médio de 2°C nos cinturões de latitude de 15°S a 5°N, sendo o maior aumento (2,3°C) observado no cinturão de latitude centrado em 5°S.

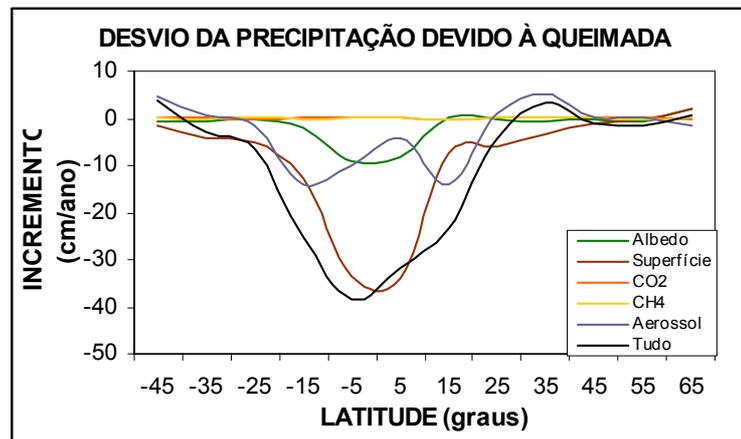
No experimento de sensibilidade do clima a todas alterações inseridas simultaneamente (modificações nos parâmetros de superfície, nos parâmetros de aerossóis, e nas concentrações de gases-estufa na atmosfera) é verificado um aumento na média anual da temperatura da superfície da ordem de 4,2°C, e de 2,1°C na média anual da temperatura do ar próximo à superfície, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, sendo os maiores aumentos observados no cinturão de latitude de 5°S (5°C e 2,4°C nas médias anuais das temperaturas da superfície e do ar à superfície, respectivamente).

A distribuição latitudinal dos desvios médios anuais das simulações da evapotranspiração e da precipitação ocasionadas pela queima de biomassa pode ser observada através da Figura 5.25. O comportamento da evapotranspiração média anual é regido pela distribuição latitudinal da média anual do fluxo de calor latente, cujos valores para os cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica são apresentados na Tabela 5.13. No experimento de queima de biomassa que simula a emissão de CO₂ e CH₄ para a atmosfera, observa-se uma pequena tendência de aumento na evapotranspiração e da precipitação. Nos experimentos de queimada em que são simuladas distintamente as alterações da reflectância espectral da superfície, as alterações nos parâmetros de superfície, e as inclusões de aerossóis de fumaça na atmosfera, verifica-se, respectivamente, reduções de 5,9 cm/ano; 25,3 cm/ano e 13,9 cm/ano na evapotranspiração média anual nestes cinturões de latitude (Figura 5.25a). Ao se avaliar o experimento de queimada em que são incluídas todas estas alterações simultaneamente, verifica-se que a redução média da evapotranspiração média anual, nestes cinturões, é de 35,8 cm/ano, sendo a maior redução da evapotranspiração média anual (41,3

cm/ano) observada no cinturão de latitude em que se encontra a maior fração da Floresta Amazônica.



(a)



(b)

Fig. 5.25 – Desvio médio zonal anual: (a) evapotranspiração e (b) precipitação (experimento perturbado menos experimento de controle). Experimentos realizados: alteração de albedo da superfície (verde); alteração dos parâmetros de superfície (marron); alteração da concentração de CO₂ (laranja); alteração da concentração de CH₄ (amarela); alteração de aerossol na banda PAR (cinza azulado); alteração de todos parâmetros (preto).

A distribuição latitudinal do desvio da precipitação média anual observada através dos experimentos de queimada é apresentada na Figura 5.25b. A influência da emissão de gases do efeito estufa, produzidos na queima de floresta primária, ocasiona um pequeno aumento da precipitação média anual (0,16 cm/ano para a emissão de CO₂ e 0,02 cm/ano para a emissão de CH₄). Em relação aos experimentos de queimada em que são avaliadas as influências na

precipitação média anual, provocadas pelas alterações nas reflectâncias espectrais e nos parâmetros de superfície, é verificada a ocorrência de reduções da precipitação, nos cinturões de latitude que compreendem a Floresta Amazônica, da ordem de 6,5 cm/ano e 26,7 cm/ano, respectivamente, sendo que as maiores reduções ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5°S.

O efeito da liberação de aerossóis para a atmosfera, provenientes de queima da biomassa, ocasiona uma redução de 9,4 cm/ano na precipitação média anual, na faixa latitudinal que compreende a Floresta Amazônica. Na Figura 5.25b é observado que as maiores reduções da precipitação média anual (14 cm/ano) são verificadas nos cinturões de latitude centrados em $|15^\circ|$. Na faixa tropical, a menor redução (4,2 cm/ano) ocorre no cinturão de 5°N. Os máximos valores de redução da precipitação estão relacionados com as regiões latitudinais, que apresentaram maiores intensificações dos movimentos subsidentes observados neste experimento, enquanto que a menor redução da precipitação é observada na região em que ocorre a máxima intensificação do movimento ascendente.

No experimento de queimada em que são incluídas todas estas alterações simultaneamente, verifica-se, nos cinturões de latitude que englobam a Floresta Amazônica, uma redução média de 31,8 cm/ano na precipitação média anual, sendo que a maior redução (38,5 cm/ano) é verificada no cinturão de latitude centrado em 5°S.

Através do experimento de queima da biomassa da Floresta Amazônica, considerada neste estudo como uma floresta primária, pode-se observar que esta queima de biomassa provocaria mudanças significativas na temperatura, na umidade específica e no ciclo de hidrológico da região tropical. Dentre os experimentos de alterações dos parâmetros de superfície e de atmosfera, e de alterações das concentrações de gases do efeito estufa, realizados neste estudo, o mais influente é o experimento de alteração nos parâmetros de superfície. Neste estudo hipotético, a alteração dos parâmetros de superfície produz a maior influência sobre o balanço radiativo e, conseqüentemente, o maior aumento de temperatura da superfície e do ar à superfície, bem como a maior redução na evapotranspiração e na precipitação. Também pode-se verificar que a presença de aerossóis de fumaça tem grande influência na partição de energia, pois dentre os experimentos realizados no estudo de queima de biomassa, são as alterações dos parâmetros de aerossóis de fumaça que mais reduzem o fluxo de calor sensível na superfície, e que provocam o maior aumento da umidade específica do ar à superfície.

CAPÍTULO 6

SUMÁRIO, CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

A compreensão dos fenômenos físicos que envolvem a radiação armazenada pelo planeta é fundamental para o entendimento da gênese e da evolução do sistema climático. A falta de dados observacionais dificulta o conhecimento da partição de energia entre a superfície e a atmosfera. Este trabalho objetivou introduzir uma parametrização mais sofisticada dos processos de transferência radiativa no modelo estatístico dinâmico, MED, com vegetação acoplada, e através disto estudar a sensibilidade do clima quanto a possíveis impactos climáticos ocasionados pela ação do ser humano.

Neste trabalho incorporaram-se no MED global de Varejão-Silva et al. (1998), que possui um modelo de vegetação acoplado ao modelo atmosférico, os modelos de transferência radiativa baseados nas formulações propostas pelo Dr. Chou e colaboradores (1983,1984,1986,1994 e 1999) da NASA. O modelo de transferência radiativa na faixa do espectro solar de Chou e Suarez (1999), é primordial no estudo da interação biosfera-atmosfera, pois possibilitou uma boa estimativa da radiação solar fotossinteticamente ativa incidente na superfície. O modelo de transferência radiativa do espectro termal de Chou e Suarez (1994) mostrou-se eficiente no cômputo do saldo de radiação termal da superfície e do sistema terra-atmosfera. Além disso, estes modelos propiciaram o cômputo do aquecimento da superfície e do ar próximo à superfície, devido à absorção da radiação solar e termal pelos constituintes atmosféricos radiativamente ativos. Por conseguinte, este aprimoramento no MED possibilitou uma melhor caracterização dos saldos de radiação solar e termal tanto na superfície quanto no topo da atmosfera, o que, por sua vez, tornou possível uma melhor representação do clima médio zonal anual e uma representação mais realística das variabilidades, tendências e sensibilidade climática à degradação antropogênica do meio ambiente, como o desflorestamento da Floresta Amazônica, a emissão de gases do efeito estufa e a queima de biomassa.

Com o intuito de validar os MTRs, os fluxos de radiação solar e termal simulados isoladamente foram comparados com os dados observacionais obtidos próximo à superfície em dois tipos contrastantes de superfície vegetadas: floresta e pastagem. As grandezas

radiométricas, solar e termal, foram coletadas em diferentes horários entre os dias 6 e 20 de fevereiro durante a campanha de verão de 1999 do LBA, na Reserva Biológica de Jaru e na Fazenda Nossa Senhora d'Ouro Preto, locais que representam, respectivamente, a área de floresta intacta e a área de pastagem no estado de Rondônia. As grandezas radiométricas analisadas em ambas as superfícies foram: a irradiância solar, os fluxos de radiação solar refletida, de radiação fotossinteticamente ativa descendente, de radiação termal emitida, de radiação termal descendente, sendo também avaliado para a RBJ o saldo de radiação. Nesta simulação as interações dos processos radiativos foram realizadas considerando-se uma atmosfera composta por 75 camadas. Parte dos dados de entrada dos MTRs foram obtidos localmente, como os perfis de temperatura e umidade específica para os 56 níveis de pressão mais próximos à superfície, os quais foram extraídos dos dados de radiossondagens realizadas em cada sítio experimental, ou inferidos através destes dados, como a caracterização do tipo de nuvem. Os demais dados de entrada dos MTRs foram obtidos da literatura, como o perfil da razão de mistura do ozônio e dados de temperatura e umidade específica para os 19 níveis de pressão restantes, os quais são provenientes dos perfis da atmosfera padrão tropical (McClatchey et al., 1972), a emissividade e a reflectância espectral (Wilber et al., 1999 e Dickinson et al., 1986, respectivamente), a espessura ótica de nuvens (Hahn et al., 2001), e as propriedades óticas de aerossóis (Chou et al., 1992).

Em geral são observados que os erros médios existentes entre as simulações provenientes dos MTRs e os dados observacionais, considerados como verdade-terrestre, são da mesma ordem de grandeza ou menores do que os erros inerentes dos radiômetros, exceto no caso da radiação solar refletida. Na avaliação da irradiância solar e dos fluxos de radiação termal emitido e incidente na superfície foram observados erros inferiores a 3% para todas as condições de nebulosidade. Os maiores erros ocorreram na simulação da radiação solar refletida (<6% para a FNS e < 10,5% para a RBJ). Isto pode ser devido ao uso de valores teóricos das reflectâncias espectrais, obtidos do BATS, os quais não representam bem os valores reais das reflectâncias espectrais correspondentes às vegetações existentes na FNS e na RBJ.

Com intuito de verificar se as simulações das grandezas radiométricas eram estatisticamente significantes, foram calculados os coeficientes de determinação (R^2) e de

correlação (r) entre as simulações dos MTRs e os dados de verdade-terrestre, e empregou-se a técnica de Bonferrone para se obterem as melhores curvas de regressão entre estes valores, considerando-se um intervalo de confiança de 95%. Em geral é observada a boa concordância entre as grandezas radiométricas simuladas pelos MTRs e os dados observacionais, considerados como verdade-terrestre, para todas as condições de nebulosidade e para ambos sítios experimentais (RBJ e FNS). Os resultados mostram que, em geral, os fluxos de radiação solar e o saldo de radiação simulados são fortemente correlacionados com os dados de verdade-terrestre ($R^2 > 0,938$) para ambos sítios experimentais, e são independentes da situação de nebulosidade. Os fluxos de radiação termal foram melhores simulados para a região de pastagem (FNS), sendo os maiores coeficientes de determinação observados na análise de situações de céu encoberto (0,972 e 0,578 correspondentes aos fluxos de radiação termal emitido e de radiação termal descendente na superfície, respectivamente). A diferença na simulação dos fluxos de radiação termal entre os sítios experimentais pode ser explicada pelo fato do perfil de temperatura, que é um parâmetro importante no MTR termal, ter sido obtido de modo diferente para cada sítio experimental. As radiossondagens na RBJ foram realizadas a uma distância de aproximadamente 5km da torre em que eram coletadas as medidas das grandezas radiométricas, enquanto que na FNS os lançamentos das radiossondagens ocorriam próximo da estação de superfície. O uso do método de Bonferrone confirmou as informações obtidas através dos cálculos dos coeficientes de correlação e determinação.

Estas evidências mostram que os MTRs são eficientes nas simulações dos fluxos radiométricos, e que melhores resultados poderiam ser obtidos com uma melhoria na qualidade dos dados de entrada para cada sítio experimental.

O clima presente simulado através da nova versão do MED foi obtido considerando como dados de entrada as condições médias anuais. Inicialmente, o modelo de Franchito e Rao (1992) foi processado em computador por um tempo simulado de seis meses para que o estado de equilíbrio fosse atingido, considerando como condições iniciais uma atmosfera isotérmica (270K) em repouso e forçada pelas condições médias anuais. Estes resultados foram, então, utilizados como dados de entrada na integração do modelo que possui as parametrizações de biosfera e as novas parametrizações dos processos de transferência

radiativa, considerando a atmosfera composta por 20 camadas. O modelo foi integrado por mais seis meses para que se atingisse a estabilidade numérica, e assim, um novo estado de equilíbrio.

As simulações médias anuais dos saldos radiativos médios zonais na superfície foram comparados com os dados de Ou et al. (1989), enquanto que as simulações planetárias foram comparadas com os dados de Campbell e Vonder Haar (1980). Para efeito de comparação ambos os dados foram considerados como verdade-terrestre.

Verificou-se boa concordância dos saldos de radiação solar e dos balanços de radiação na superfície para todas as faixas latitudinais, enquanto que o saldo de radiação termal na superfície, embora apresente o mesmo comportamento dos dados de verdade-terrestre, foi superestimado. Em relação à versão anterior do MED, foram verificadas melhoras significativas nos saldos de radiação na superfície simulados através da nova versão do MED, principalmente na região tropical. As maiores modificações foram observadas no saldo de radiação termal, cujos coeficientes de determinação passaram de 0,385 na versão anterior para 0,886 na versão atual. A versão anterior do MED não conseguia representar um valor mínimo deste saldo observado na região tropical, que seria de se esperar devido à existência de nuvens com grande desenvolvimento vertical.

De maneira geral, as simulações do saldo de radiação solar e do balanço de radiação na superfície obtidas com a nova versão do MED concordam mais com os dados de verdade-terrestre do que as respectivas simulações obtidas através de rodada longa do CPTEC/COLA. As simulações dos saldos de radiação termal obtidas com esta versão do MED apresentaram o mesmo comportamento dos dados de verdade-terrestre, porém superestimando-os, enquanto que nas simulações obtidas através de rodada longa do CPTEC/COLA foram observadas, em geral, superestimativas nas latitudes médias e altas e subestimativas na região tropical.

As simulações dos saldos radiativos planetários apresentaram o mesmo comportamento que os dados de verdade-terrestre, superestimando os saldos de radiação solar e o balanço de radiação, e não apresentando tendências claras em subestimar e superestimar os dados de verdade-terrestre na análise do saldo de radiação termal. Os saldos radiativos planetários

simulados com a nova versão do MED também apresentaram sensível melhora em relação às simulações obtidas com a versão anterior, principalmente nas simulações dos saldos de radiação termal.

Na análise da simulação da média zonal anual do albedo planetário e da radiação solar refletida pelo planeta, obtida através da nova versão do MED, foi verificado o mesmo comportamento dos dados de verdade-terrestre com uma tendência em subestimar estes valores. Esta tendência provavelmente está relacionada com a representação média zonal anual das propriedades físicas das nuvens não possuir precisão desejada.

A simulação global do albedo planetário anual obtida com a nova versão do MED (29,3%) é equivalente aos valores obtidos por satélite (Pinker e Laszlo, 1992; e Li e Leighton, 1993) e aos valores avaliados através de dados observacionais complementados por satélite (Ohmura e Gilgen, 1991). A simulação global da energia absorvida pela atmosfera ($88,7 \text{ Wm}^{-2}$) encontra-se entre os valores observacionais complementados por satélite (Ohmura e Gilgen, 1991) e os valores estimados por satélite (Li e Leighton, 1993). Também verificou-se que a média global do saldo de radiação termal na superfície é similar aos valores simulados pela 3ª geração do MCG do Instituto Max Planck. Estas evidências mostram que a nova versão do MED conseguiu representar satisfatoriamente as médias zonais anuais das grandezas radiométricas.

Em geral as características médias zonais anuais do clima simuladas com a nova versão do MED apresentaram boa concordância com os dados da reanálise realizada pelo NCEP/NCAR, consideradas como verdade-terrestre. Embora o MED tenha se mostrado capaz de simular bem o clima presente, algumas diferenças foram observadas nestas comparações. Verificaram-se superestimativas das temperaturas da superfície e do ar à superfície nas regiões do pólo sul, provavelmente devido ao efeito de continentalidade, e da umidade específica do ar à superfície na região tropical. Na análise do vento zonal observaram-se subestimativas do jato subtropical, principalmente no Hemisfério Sul. Estas subestimativas do vento zonal influenciaram na simulação da evapotranspiração, pois esta não reproduziu os máximos que ocorrem na região subtropical. Mesmo subestimando o mínimo equatorial e o máximo subtropical, a simulação da velocidade vertical na isobárica de 500hPa conseguiu reproduzir bem a circulação tri-celular. Embora haja incertezas na

validação da precipitação média zonal anual, devido ao fato da distribuição latitudinal descrita pela reanálise do NCEP/NCAR e do CPTEC/COLA não ser bem representada, as simulações da precipitação pelo MED conseguiram reproduzir os máximos no equador e nas latitudes médias, apresentando comportamento semelhante ao descrito pelo NCEP/NCAR.

Comparativamente ao MED original (Varejão-Silva et al., 1998) a introdução de uma melhor parametrização dos processos de transferência radiativa solar e termal no MED propiciou melhores representações da temperatura da superfície, da temperatura do ar à superfície, da temperatura da isobárica de 500hPa, da umidade específica do ar à superfície, e da evapotranspiração. A nova versão do MED somente não apresentou melhoras nas simulações dos ventos zonais nas isobáricas de 750hPa e de 250hPa, nem na velocidade vertical do vento na isobárica de 500hPa. Estes resultados mostram que um modelo mais simples do que MCG, como o MED, é capaz de avaliar bem os saldos de radiação e o clima médio zonal anual presente.

A boa representação do clima presente obtida através da nova versão do MED permitiu a realização de estudos de sensibilidade do clima a alterações do uso da terra e a alterações dos gases do efeito estufa.

Este MED possibilitou a análise dos fluxos radiativos e não-radiativos, e das variáveis meteorológicas somente para a região continental existente em cada cinturão de latitude. Portanto, permitiu a avaliação dos impactos climáticos continentais causados pelo desflorestamento na região tropical. Neste experimento de sensibilidade, a vegetação típica de floresta perenifólia foi substituída por gramíneas baixas na área correspondente a Floresta Amazônica, que se situa na área compreendida entre 20°S e 10°N. As variáveis climáticas sofreram o impacto proporcional à área na qual as alterações dos parâmetros de superfície ocorreram.

A mudança da cobertura vegetal provocou um aumento das reflectâncias espectrais e, conseqüentemente, uma redução saldo de radiação solar na superfície. Os maiores desvios observados entre o experimento de desflorestamento e o experimento de controle ocorreram no cinturão de latitude centrado em 5°S, o qual compreende a maior área de

Floresta Amazônica. Verificaram-se reduções nos saldos radiativos: no cinturão de latitude centrado em 5°S foram da ordem de 5,6%, 3,3% e 3,4% para os saldos de radiação solar e de radiação termal, e para o balanço de radiação na superfície, respectivamente. Na partição do balanço de radiação foram verificados um aumento do fluxo de calor sensível de 8,4% e uma redução no fluxo de calor latente de 6,2%. Em decorrência desta partição de energia foram verificados um aumento da temperatura à superfície e reduções na umidade específica da superfície, na evapotranspiração e na precipitação. No cinturão de latitude centrado em 5°S foram verificados aumentos da temperatura da superfície continental de 1,3°C e das temperaturas da folhagem e do ar da folhagem de aproximadamente 0,7°C, e reduções de 0,85 g/Kg na umidade específica da superfície, de 8,5 cm/ano na evapotranspiração e de 8,2 cm/ano na precipitação. Estas tendências concordam com as maiorias das pesquisas de desflorestamento realizadas com MCGs, cujos resultados foram apresentados na Tabela 6.1. Este experimento mostrou que a floresta representa um papel importante na troca de umidade entre a superfície e a atmosfera.

Realizaram-se, conjuntamente com o desflorestamento, as simulações da duplicação e da quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera, bem como a alteração de CO₂ e CH₄, e de CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposféricos previstos para o ano de 2100. A análise dos experimentos de alterações dos gases-estufa em região desflorestada mostrou que as mudanças nas características da superfície afetam mais o balanço de energia e, conseqüentemente, a partição de energia e as alterações das variáveis climatológicas, do que as alterações dos gases do efeito estufa. O aumento das concentrações dos gases do efeito estufa na região desflorestada ocasionou uma diminuição da amplitude dos desvios negativos e um aumento da amplitude dos desvios positivos observados no experimento de desflorestamento isolado. Estas alterações nos desvios foram devidas ao aumento da contra-irradiação termal, o qual foi decorrente do aumento do efeito estufa na atmosfera. A maior influência foi observada com a quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera. Ao se supor correta a previsão do cenário de desflorestamento da Floresta Amazônica, descrita por Nobre (1991), e a previsão para as concentrações dos gases do efeito estufa para o ano de 2100, descrita no IPCC de 2001, seria observado através deste MED um aquecimento da superfície de 2°C e uma redução da precipitação de 7,3 cm/ano no cinturão de latitude centrado em 5°S.

Também foi avaliada a sensibilidade do clima às alterações dos gases-estufa sobre todo o cinturão de latitudinal. Foram avaliados os efeitos da duplicação e quadruplicação da concentração do CO₂, e da previsão das concentrações de CO₂ e CH₄, e de CO₂, CH₄, N₂O e O₃ troposférico para o ano de 2100. A influência do CO₂ dentro do espectro solar é desconsiderada em muitos MCGs, porém neste MED foi considerada a sua interação com a radiação solar.

O aumento na concentração destes gases-estufa na atmosfera implica em uma redução dos saldos de radiação solar e termal, e do balanço de radiação na superfície. As maiores reduções dos saldos de radiação solar e termal ocorreram com a quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera, enquanto que a maior redução do balanço de radiação na superfície ocorreu com o aumento das concentrações de todos os gases-estufa, aqui estudados, concentrações estas previstas para o ano de 2100.

O gradiente latitudinal de redução do saldo de radiação solar ocasionado pelo aumento da concentração de CO₂ está relacionado com influência deste gás na variação latitudinal da umidade específica (desvios positivos maiores na região tropical e que diminuem na direção dos pólos). Isto se deve ao fato do vapor d'água ser o principal gás do efeito estufa. A redução média global anual do saldo de radiação solar devido à quadruplicação do CO₂ foi de 0,89 Wm⁻², enquanto que o aumento provocado pelo acréscimo de O₃ troposférico foi de 0,24 Wm⁻².

As máximas reduções do saldo de radiação termal ocorreram nas latitudes médias, sendo os maiores desvios observados no Hemisfério Norte, o que era esperado devido ao efeito de continentalidade. O desvio médio global ocasionado pela quadruplicação de CO₂ foi de 0,8 Wm⁻², enquanto que a previsão para 2100 de todos os gases do efeito estufa foi de 0,61 Wm⁻².

Os desvios das radiações absorvidas pela atmosfera aumentam com o aumento da concentração dos gases do efeito estufa. Na região tropical foi verificado que o efeito da quadruplicação do CO₂ no armazenamento da radiação solar na atmosfera é equivalente ao efeito provocado pela alteração de todos os gases-estufa, aqui estudados, previstos para o

ano de 2100. Os maiores desvios observados no saldo de radiação termal e no balanço de radiação da atmosfera foram observados no experimento de quadruplicação do CO₂.

Com relação aos saldos planetários foi verificada uma redução no saldo de radiação solar com o aumento da concentração de CO₂ na atmosfera, e um aumento deste saldo com o aumento da concentração de O₃ troposférico na atmosfera. Também foi observado que os aumentos dos gases-estufa ocasionaram menores perdas do fluxo de radiação termal pelo sistema terra-atmosfera. Conseqüentemente, o aumento do saldo planetário é intensificado à medida que se aumenta a concentração dos gases-estufa.

Estas alterações no balanço radiativo devido ao aumento das concentrações dos gases-estufa na atmosfera provocaram aumentos na temperatura do ar à superfície, sendo estes aumentos mais acentuados nas regiões polares e, em geral, provocaram reduções na precipitação.

Os maiores aumentos na temperatura do ar à superfície foram observados no experimento de quadruplicação de CO₂ (2,2°C no Hemisfério Sul e 1,6°C no Hemisfério Norte), sendo que o efeito da previsão de todos os gases-estufa para o ano de 2100, aqui estudado, sobre a temperatura do ar nas regiões polares foi equivalente ao efeito ocasionado pela quadruplicação de concentração de CO₂.

Diversos experimentos de duplicação da concentração de CO₂ realizados com MCGs também mostraram que os maiores aumentos ocorriam nas regiões polares, porém com intensidades maiores do que as observadas neste MED. O aumento da temperatura média global do ar à superfície, devido à duplicação da concentração do CO₂, simulado com a nova versão do MED (0,37°C), foi próximo ao aumento simulado através de um MCG por Lindzen (1995 e 1998) (0,3°C e 0,55°C, respectivamente), porém menores do que as elevações desta temperatura apresentadas pelo IPCC de 1995 (de 1,5°C a 4,5°C).

Em quase todos os cinturões de latitude foram verificadas reduções da precipitação, exceto na latitude de |55°|. As maiores alterações foram ocasionadas pela quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera, sendo a redução da precipitação média anual global neste experimento de 1,8 cm/ano. Os percentuais do desvio médio anual global observados

com a duplicação e com a quadruplicação da concentração de CO₂ na atmosfera (-1,3% e -2,7%, respectivamente) encontram-se dentro dos intervalos de percentuais simulados através da realização destes experimentos com MCGs (-2,5 a 11% e -3,3 a 28,9%, respectivamente).

No experimento de queima de biomassa foi simulada a queima da Floresta Amazônica. Esta queima de biomassa interferiu no clima continental por atuar como fonte de gases do efeito estufa e de aerossóis para a atmosfera e, também, por alterar as características da vegetação da superfície. Neste estudo, a queima de biomassa alterou a vegetação típica de floresta perenifólia por vegetação de semi-deserto. O impacto causado pela queima de biomassa no cinturão de latitude que compreende a Floresta Amazônica provocou reduções no saldo de radiação solar e no balanço de radiação, e aumento no saldo de radiação termal na superfície. Dentre as alterações dos parâmetros de superfície e de atmosfera, foram as alterações dos parâmetros de superfície que mais influíram nas alterações dos saldos na superfície, enquanto que as alterações dos gases do efeito estufa pouco afetaram estes saldos.

Os aerossóis de queima de biomassa só interagem com a radiação solar. Seu efeito na atmosfera mostrou-se muito importante na partição de energia na região continental que inclui a Floresta Amazônica, pois dentre todos os parâmetros alterados, foi a presença destes aerossóis que ocasionou a maior redução no fluxo de calor sensível da superfície (26,5%), enquanto que a alteração dos parâmetros de superfície provocou a maior redução no fluxo de calor latente na superfície (18,4%). Esta redução do fluxo de calor sensível se deve ao efeito dos aerossóis sobre o aquecimento atmosférico, enquanto que os parâmetros de superfície influem diretamente na evaporação da superfície, alterando fortemente o fluxo de calor latente na superfície.

No cinturão continental que compreende a Floresta Amazônica, a queima de biomassa ocasionou, na média anual, aumentos nas temperaturas da superfície e do ar à superfície (média neste cinturão de 4,2°C e 2,2°C, respectivamente), e redução na precipitação (31,8 cm/ano), sendo os máximos valores observados no cinturão de latitude centrado em 5°S. Os maiores impactos na temperatura e na precipitação também ocorreram em razão das alterações dos parâmetros de superfície, e os menores efeitos nestas variáveis foram

verificadas nas alterações dos gases do efeito estufa. O impacto ocasionado pelos aerossóis provocou um aumento na temperatura média anual da superfície e do ar à superfície, neste cinturão de latitude, de 0,7°C, e uma redução da precipitação média anual de 9,4 cm/ano.

Esta nova versão do MED mostrou-se útil no estudo das influências antropogênicas sobre o clima. Porém melhores simulações poderiam ser obtidas com a inclusão de alguns aperfeiçoamentos. Como tópicos de trabalhos futuros, dentro do contexto de estudos de média zonal, sugere-se: uma melhor caracterização da absorção do vapor d'água na faixa do espectro termal, o que possibilitaria uma melhor representação da contra-radiação; a inclusão de mais camadas atmosféricas na parte dinâmica do modelo, o que permitiria uma análise mais detalhada do aquecimento/resfriamento atmosférico; a inclusão de realimentação albedo/gelo, o que possibilitaria uma melhor representação dos aquecimentos nas regiões polares ocasionado pelo aumento dos gases-estufa; a inclusão de esquemas de convecção, o que possibilitaria o estudo da realimentação de nuvens; e a inclusão de um modelo oceânico, o que permitiria uma melhor representação da partição de energia e, conseqüentemente, uma melhor representação do clima e das mudanças climáticas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ackerman, T. P.; Liou, K. N.; Leovy, C. B. Corrections to “Infrared radiative transfer in polluted a atmospheres”. **Journal of Applied Meteorology**, v. 16, n. 12 p. 1372-1373, 1977.
- Alvalá, P. C.; Kirchoff, V. W. J. H.; Zamorano, F. B.; Casiccia, S. C. Atmospheric methane observations in Brazil, SCAR-B Mission. In: **SCAR-B Proceedings**. São José dos Campos, Transtec editorial: 1996. p.16-20.
- Anderson, J.; Saxena, V.K. Temporal changes of the Mt. Pinatubo aerosol characteristics over northern mid-latitudes derived from SAGE II extinction measurements. **Journal of Geophysical Research**, v.101, n. D-14, p. 19455-19463, Ago. 1996.
- Anderson, J. W. **Climate policy involves risk: IPCC panel warms**. [on line]. <<http://www.weathervane.rff.org/features/feature113.htm>>. 13 de Março de 2001.
- Andrade Pinto, M. L. **Relação empírica da visibilidade com profundidade óptica, concentração de aerossóis, e focos de queimadas em Alta Floresta e Cuiabá, em 1993 e 1994**. São José dos Campos. 115p. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.
- Artaxo, P. C.; De Campos, R.C.; Fernandes, E.T.; Martins, J.V.; Xiao, Z.F.,; Lindqvist, O.; Fernandez-Jimenez, M.T.; Maenhaut, W. Large scale mercury and trace element measurements in the Amazon basin. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 24, p. 4085-4096, 2000.
- Babbitt, R. E.; Ward, D. E.; Susott, R. A.; Artaxo, P.; Kauffam, J. B. A comparison of concurrent airborne and ground-based emissions generated from biomass burning in the Amazon Basin. In: **SCAR-B Proceedings**. São José dos Campos, Transtec editorial: 1996. p. 23-26.

- Barkstrom, B.; Harrison, E.; Smith, G.; Green, R.; Kibler, J.; Cess, R. D.; e a equipe de cientistas ERBE. Earth Radiation Budget Experiment (ERBE) archival and April 1985 results. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 70, n. 10, p. 1254-1262, Out. 1989.
- Bates, G. T.; Meehl, G. A. The effect of CO₂ concentration on the frequency of blocking in a general circulation model coupled to a simple mixed layer ocean model. **Monthly Weather Review**, v. 114, n.4 , p. 687-701, Abr. 1986.
- Bintanja, R. The parameterization of shortwave and longwave radiative fluxes for use in zonally averaged climate models. **Journal of Climate**, v. 9, n. 2, p. 439-454, Fev. 1996.
- Bintanja, R.; Fortuin, J. P. F.; Kelder, H. Simulation of the meridionally and seasonally varying climate response caused by changes in ozone concentration. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1288-1311, June 1997.
- Bonan, G. B. **A land surface model (LMS version1.0) for ecological, hydrological and atmospheric studies: technical description and user's guide**. Boulder, CO: Climate and Global Dynamics Division. National Center for Atmospheric Research, 1996, 150 p. (NCAR/TN-417+STR).
- Campbell, G. C.; Vonder Haar, T. H. **Climatology of radiation budget measurements from satellite**. Fort Collins: Colorado State University, 1980. 74p. (Atmospheric Science Paper n^o 323. Dept. Atmos. Sci.).
- Cess, R. D. Climate Change: appraisal of atmospheric feedback mechanisms employing zonal climatology. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n. 10, p.1831-1843, Out.1976.
- Charney, J. G. Dynamics of deserts and drought in Sahel. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 101, n. 428, p. 193-202, 1975.

- Chou, M. -D. Broadband water vapor transmission functions for atmospheric IR flux computations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n. 10, p.1775-1778, Out. 1984.
- Chou, M. -D. Parameterization for the absorption of solar radiation by O₂ e CO₂ with application to climate studies. **Journal of Climate**, v. 3, n. 2, p. 209-217, Fev.1990.
- Chou, M. -D. A solar radiation model for climate studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 9, p. 762-772, May 1992.
- Chou, M. -D. Atmospheric solar heating in mirror absorption bands. **Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences**, v.10, n. 3, p.511-528, Set. 1999.
- Chou, M. -D. **Programas computacionais de transferência radiativa no espectro solar e termal**. [Programa de Computador]. (Greenbelt: Goddard Climate and Radiation Branch for Atmospheric Studies, Goddard Space Flight Center). Jan. 2000. Comunicação pessoal.
- Chou, M. -D.; Arking, A. An efficient method for computing the absorption of solar radiation by water vapor. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 38, n. 4, p. 798-807, Abr. 1981.
- Chou, M. -D.; Kouvaris, L. Monochromatic calculations of atmospheric radiative transfer due to molecular line absorption. **Journal of Geophysical Research - Atmosphere**, v. 91, n.D3, p. 4047-4055, Mar.1986.
- Chou, M. -D.; Kouvaris, L. Calculations of transmission functions in the infrared CO₂ and O₃ bands. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 96, n. D5, p. 9003-9012, May 1991.
- Chou, M. -D.; Lee, K. T. Parameterizations for the absorption of solar radiation by water vapor and ozone. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 53, n. 8, p. 1203-1208, Abr. 1996.

Chou, M. -D.; Peng, L. A parameterization of the absorption in the 15 μ m CO₂ spectral region with application to climate sensitivity studies. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n.9, p. 2183 –2192, Set.1983.

Chou, M. -D.; Suarez, M. J. **An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models**. technical report series on Global Modeling and Data Assimilation. Greenbelt: Goddard Space Flight Center, NASA, 1994, v. 3, 102 p. (NASA/Tech. Memo. 104606).

Chou, M. -D.; Suarez, M. J. **A solar radiation parameterization for atmosphere studies (CLIRAD-SW)**. technical report series on Global Modeling and Data Assimilation. Greenbelt: Goddard Space Flight Center, NASA, 1999, v. 15, 42 p. (NASA/TM-1999-10460).

Chou, M. -D.; Zhao, W. Z. Estimation and model validation of surface solar radiation and cloud radiative forcing using TOGA COARE measurements. **Journal of Climate**, v. 10, n. 4, p. 610-620, Abr. 1997.

Chou, M. -D.; Kratz, D. P.; Ridgway, L. Infrared radiation parametrization in numerical climate model. **Journal of Climate**, v.4, n. 4, p. 424-437, Abr. 1991.

Chou, M. -D.; Ridgway, N.; Yan, M.-H. One-parameter scaling and exponential-sum fitting for water vapor and CO₂ infrared transmission functions. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 50, n.14, p. 2294-2303, 1993.

Chou, M. -D.; Ridgway, N.; Yan, M. -H. Parameterizations for water vapor IR radiative transfer in both the middle and lower atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 52, n. 8, p.1159-1167, Abr.1995.

Chou, M. -D.; Arking, A.; Otterman, J.; Ridgway, W. L. The effect of clouds on atmospheric absorption of solar radiation. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 14, p.1885-1888, July 1995.

- Christopher, S. A.; Zhang, J.; Hobbs, P. V.; Yang, S. H. GOES-8 and NOAA-14 retrieval of smoke aerosol optical thickness during SCAR-B. Submetido ao **International Journal of Remote Sensing** em julho de 2001.
- Christopher, S. A.; Wang, W.; Berendes, T.A.; Welch, R. M.; Yang, S.K. The 1985 biomass burning season in South America: satellite remote sensing of fires, smoke, and regional radiative energy budgets. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 6, p. 661-678, July 1998.
- Christopher, S. A.; Li, X.; Welch, R. M.; Reid, J. S.; Hobbs, P. V.; Eck, T. F.; Holben, B. Estimation of downward and top-of-atmosphere Shortwave Irradiances in Biomass Burning Regions during SCAR-B. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n.10, p.1742-1753, Out. 2000.
- Chylek, P.; Wong, J. Effect of absorbing aerosols on global radiation budget. **Geophysical Research Letters**, v. 22, n. 8, p. 929-931, Abr. 1995.
- Coakley, J. A.; Cess, R. D.; Yurevich, F. B. The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiation budget: A parameterization for climate models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 40, n.1, p. 116-138, Jan. 1983.
- Crutzen, P. J.; Andreae, M. O. Biomass burning in the tropics: Impact on atmospheric chemistry and biogeochemical cycles. **Science**, v. 250, p. 1669-1678, 1990.
- Culf, A. D.; Fisch, G.; Hodnett, M. G. The albedo of amazonian forest and ranch land. **Journal of Climate**, v. 8, n. 6., p. 1544-1554, June 1995.
- Delworth, T. L.; Mahlman, J. D.; Knutson, T. R. Changes in heat index associated with CO₂- induced global warming. **Climate Change**, v. 43, n. 2, p. 369-389, Out. 1999.
- Delworth, T. L.; Knutson, T. R. Simulation of early 20th century global warming. **Science**, v. 287, n. 5461, p. 2246-2250, Mar. 2000.

- Dickinson, R. E.; Henderson-Sellers, A. Modeling tropical deforestation: a study of GCM land-surface parameterizations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 114, n. 480, p. 439-462, July 1988.
- Dickinson, R. E.; Kennedy, P. J. Impacts on regional climate of Amazon deforestation. **Geophysical Research Letters**, v. 19, n. 19, p. 1947-1950, Oct. 1992.
- Dickinson, R. E.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P. J.; Wilson, M. F. **Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model**. Boulder: *National Center for Atmospheric Research*, 1986, 100p. (NCAR tec. Note 275+STR.)
- Ellis, J. S.; Vonder Haar, T. H. **Zonal average earth radiation budget measurements from satellites for climate studies**. Fort Collins: Colorado State University, 1976. 63p. (Performing Organization Report. N° 240, NGR 06-002-102).
- Elsaesser, H. W.; Mac Craken, M. C.; Potter, G. L.; Luther, F. M. An additional model test of positive feedback from high desert albedo. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 102, n. 433, p. 655-666, 1976.
- Fearnside, P. M. Saving tropical forests as a global warming countermeasure: an issue that divides the environmental movement. **Ecological Economics**, v. 39, n. 2, p. 167-184, Nov. 2001.
- Fearnside, P. M. Greenhouse gas emissions from a hydroelectric reservoir (Brazil's Tucuruí Dam) and the energy policy implications. **Water Air and Soil Pollution**, v. 133, n. 1-4, p. 69-96, Jan. 2002.
- Fishman, J.; Hoell, J. M.; Bendura, J. R.; Mcneal, R. J.; Kirchhoff, V. W. J. H. NASA GTE TRACE-A experiment (September-October, 1992). *Overview*. **Journal of Geophysical Research – Atmospheres**, v.101, n. D19, p. 23865-23880, Oct. 1996.
- Fleagle, R. G.; Businger, J. A. **An introduction to atmospheric physics**. London: Academic, 1980. 432 p.

- Franchito, S. H. **Experimentos numéricos com modelos climáticos média zonal.** São José dos Campos. 170p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1989. (INPE-5083-TDL/417).
- Franchito, S. H.; Rao, V. B. Climate change due to land surface alterations. **Climate Change**, v. 22, n. 1, p.1-34, Set. 1992.
- Franchito, S. H.; Rao, V. B.; Silva, R. R. A parameterization of radiative fluxes suitable for use in a statistical-dynamical model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 69, n. 1-2, p. 23-38, 1998.
- Formaggio, A. R. **Classificação do solo predominante da região amazônica e sua reflectância espectral.** (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001). Comunicação pessoal.
- Fu, Q.; Liou, K. N. On the correlated k-distribution method for radiative-transfer in nonhomogeneous atmospheres. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 22, p. 2139-2156, Nov. 1992.
- Gash, J. H. C.; Nobre, C. A. Climatic effects of Amazonian deforestation: Some results from ABRACOS. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 5, p. 823-830, May 1997.
- Gates, W. L. Climate and Climate System. In: S.Schlesinger ed. **Physically-based modeling and simulation of climate change.** Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 1988. v. 1, Cap. 1, p. 3-22.
- Gates, W. L.; Cook, K. H.; Schlesinger, M. E. Preliminary-analysis of experiments on the climatic effects of increased CO₂ with an atmospheric general-circulation model and a climatological ocean. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**, v. 86, n. NC7, p. 6385-6393, 1981.

- Gates, W. L.; Batten, E. S.; Kahle, A. B.; Nelson, A. B. **A documentation of the Mintz-Arakawa two-level atmospheric general circulation model**. Santa Monica, CA: Rand Corporation, 1971. (ARPA Rep. R-877-ARPA).
- Gerab, F. **Técnicas analíticas nucleares aplicadas à média em larga escala de aerossóis atmosféricos na região amazônica**. São Paulo. 203 p. Tese (Doutorado em Física Nuclear) - Universidade de São Paulo, 1996. (USP/IF/SBI-03).
- Gutman, G. Numerical experiments on surface alterations with a zonal model allowing for interaction between the geobotanic state and climate. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n.18, 2679-2685, 1984.
- Gutman, G.; Ohring, G.; Joseph, J. H. Interaction between the geobotanic state and climate: a suggested approach and test with a zonal model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 41, n.18, p. 2663-2677, 1984.
- Hahn, C. J.; Rossow, W. B.; Warren, S. G. ISCCP Cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observation. **Journal of Climate**, v. 14, n. 1, p. 11-28, Jan. 2001.
- Hansen, J.; Lacis, A., Rind, D.; Russell, G., Stone, P.; Fund, I.; Ruedy, R.; Lerner, J. Climate sensitivity: analysis of feedback mechanisms. In: Hansen, J. E.; Takahashi, T., ed. **Climate processes and climate sensitivity**. Washington, D. C.: AGU, 1984. p. 130-163.
- Hartmann, D. L. **Global physical climatology**. New York: Academic Press, 1994. 441p.
- Henderson-Sellers, A. Predicting generalized ecosystem groups with the NCAR CCM: first steps towards an interactive biosphere. **Journal of Climate**, v. 3, n. 9, p. 917-939, Set. 1990.
- Henderson-Sellers, A.; Mc.Guffie, K. **A climate modelling primer**. New York: John Wiley&Sons, 1987. 217 p.

- Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R. E; Wilson, M. F. Tropical deforestation: important processes for climate models. **Climatic Change**, v. 13, n. 1, p. 43-67, Aug.1988.
- Henderson-Sellers, A.; Dickinson, R. E; Durbidge, T. B.; Kennedy, P. J.; Mc.Guffie, K.; Pitman, A. J. Tropical deforestation modelling local to regional scale climate change. **Journal of Geophysical Research - Atmospheres**, v. 98, n. D4, p. 7289-7315, Abr. 1993.
- Holben B. N.; Setzer A.; Eck T. F.; Pereira A.; Slutsker I. Effect of dry-season biomass burning on amazon basin aerosol concentrations and optical properties, 1992-1994. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 101, n. D14, p. 19465-19481, Aug. 1996.
- Holben B. N.; Eck, T. F.; Slutsker, I.; Tanré, D.; Setzer, A. W.; Vermote, E.; Buis, J. P. AERONET - A federal instrument network and data archive for aerosol characterization. **Remote Sensing Environment**, v. 66, n.1, p. 1-16, Out.1998.
- Holben B. N.; Tanré, D.; Smirnov, A.; Eck, T. F., Slutsker, I.; Abuhassan, N.; Newcomb, W. W.; Schafer, J. C.; Chatenet, B.; Lavenu, F.; Kaufman, Y. J.; Vande Castle, J.; Setzer, A.; Markham, B.; Clark, D.; Frouin, R.; Halthore, R.; Karneli, A.; O'neill, N. T.; Piettras, C.; Pinker, R. T.; Voss, K.; Zibordi, G. An emerging ground-based aerosol climatology: Aerosol optical depth from AERONET. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.106, n. D11, p. 12067-12097, Dez. 2001.
- Holzinger, R.; Warneke, C.; Hansel, Et Al.; Crutzen, P. J. Biomass burning as a source of formaldehyde, acetaldehyde, methanol, acetone, acetonitrile, and hydrogen cyanide. **Geophysical Research Letters**, v. 26, n. 8, p. 1161-1164, Abr. 1999.
- Houghton, J. T.; Ding. Y.; Griggs, D. J.; Noguier, M.; Linden, P. J. Van Der ; Dai, X.; Maskell, K.; Johnson, C. A. **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge, U.K.: Cambridge University Press, 2001. 881 p.

- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Monitoramento da Floresta Amazônica Brasileira por Satélite 1998-1999**. [on line]. <http://www.inpe.br/Informacoes_Eventos/amazonia.htm>. 12 Set. 2000.
- Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). **Imagem do estado de Rondônia obtida através do Landsat**. [on line]. <<http://lba.cptec.inpe.br/lba/index.html>>. 20 Apr. 2001.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC94) **Radiative forcing of climate change and an evaluation of the IPCC IS92: emissions scenarios**. England: Cambridge University Press, 1994. 339 p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC95) **Climate change 1995: the science of climate change**. Londres: Cambridge University Press, 1995. 572p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2000) **Emissions scenarios 2000: special report of the intergovernmental panel on climate change**. England: Cambridge University Press, 2000. 570p.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2001) **Climate change 2001: the scientific basis**. Cambridge, U.K: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
- Jentsch, V. An energy balance climate model with hydrological cycle 1: model description and sensitivity to internal parameters. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 96, n. D9, p.17169-17179, Set.1991.
- John, L . **Setembro é recorde em queimadas**. O Estadão. [on line]. 01 out. 2001. <<http://www.estadao.com.br/>>. 01 out. 2001.
- Joseph, J. H.; Wiscombe, W. J.; Weinman, J. A. The delta-Eddington approximation for radiative flux transfer. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 33, n.12, p. 2452-2459, Dez. 1976.

- Jung, H. J.; Back, W. The effects of aerosols on the response of a two-dimensional zonally-averaged climate model. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 38, n. 4, p. 222-233, 1987.
- Kaufman Y. J; Chou M.-D. Modeling of solar and infrared radiative transfer in climate studies". **Trends Atmospheric Science**, v. 1, p. 325-335, 1992.
- Kaufman Y. J; Hobbs, P. V.; Kirchhoff, V. W. J. H.; Artaxo, P.; Remer, L.A.; Holben, B. N.; King, M. D.; Ward, D. E.; Prins, E. M.; Longo, K. M.; Mattos, L. F.; Nobre, C.A.; Spinhirne, J. D.; Ji Q.; Thompson, A. M.; Gleason, J. F.; Christopher, S. A.; Tsay, S. C. Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) experiment. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 103, n. D24, p. 31783-31808, Dez. 1998.
- Knutson, T. **Climate impact of quadrupling atmospheric CO₂: an overview of GFDL climate model results**. [on line]. <http://www.gfdl.noaa.gov/~tk/climate_dynamics/climate_impact_webpage.html>. 01 Dez. 1997.
- Kubatova, A.; Vermeylen, R.; Claey's, M.; Cafmeyer, J.; Maenhaut, W.; Roberts, G.; Artaxo, P. Carbonaceous aerosol characterization in the amazon basin, brazil: novel dicarboxylic acids and related compounds. **Atmospheric Environment**, v. 34, n. 29-30, p. 5037-5051, 2000.
- Lacis, A. A.; Hansen, J.E. A parameterization for the of solar radiation in the earth's atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 1, p. 118-133, Jan. 1974.
- Lean, J.; Rowntree, P. R. A GCM simulation of the impact of amazonian deforestation on climate using an improved canopy representation. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 119, n. 511, p. 509-530, Abr. 1993.
- Lean, J.; Rowntree, P. R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of Amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics. **Journal of Climate**, v. 10, n. 6, p. 1216-1235, June 1997.

- Lean, J.; Rowntree, P. R. Understanding the sensitivity of a GCM simulation of amazonian deforestation to the specification of vegetation and soil characteristics (correction note). **Journal of Climate**, v. 12, n.5, p. 1549-1551, May 1999.
- Lean, J.; Warrilow, D. A. Simulation of the regional climatic impact of Amazon deforestation. **Nature**, v. 342, n. 6248, p. 411-413, Nov. 1989.
- Lean, J.; Button, C. B.; Nobre, C. A. ; Rowntree, P. R. The simulated impact of Amazonian deforestation on climate using measured ABRACOS vegetation characteristics. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. eds. **Amazonia Deforestation and Climate**. Chicester, UK: John Wiley, 1996. p. 549-576.
- Li, X.; Christopher, S. A.; Chou, J.; Welch, R. M. Estimation of shortwave direct radiative forcing of biomass burning aerosols using angular dependence models. **Journal of Applied Meteorology**, v. 39, n. 12, p. 2278-2291, Dez. 2000.
- Li, Z. Q.; Leighton, H. G. Global climatologies of solar radiation budgets at the surface and in the atmosphere from 5 years of ERBE data. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 98, n. D3, p. 4919-4939, Mar. 1993.
- Li, Z. Q.; Moreau, L.; Arking, A. On solar energy disposition: A perspective from observation and modeling. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 78, n. 1, p. 53-70, Jan.1997.
- Li, Z. X.; Ide, K.; Letreut, H.; Ghil, M. Atmospheric radiative equilibrium in a simple column mode. **Climate Dynamics**, v. 13, n. 6, p. 429-449, July1997.
- Lindzen, R. S. How cold would we get under CO₂-less skies. **Physics Today**, v. 48, n. 2, p. 78-80, Fev. 1995.
- Lindzen, R. S. Can increasing carbon dioxide cause climate change? **Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America**, v. 94, n. 16, p. 8335-8342, Aug. 1998.

- Liou, K. N. **Radiation and cloud processes in the atmosphere: theory, observation, and modeling**. London: Oxford University Press, 1992. 487pp
- Mac Cracken, M. C.; Ghan. S. J. Design and use of zonally-averaged climate model. In: **Climate and climate system**. Dordrecht: Kluwer Academic, 1988. v. 2, Cap 4, p. 755- 809.
- Manabe, S.; Stouffer, R. J. CO₂-climate sensitivity study with a mathematical-model of the global climate. **Nature**, v. 282, n. 5738, p. 491-493, 1979.
- Manabe, S.; Stouffer, R. J. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**, v. 85, n. NC10, p. 5529-5554, 1980.
- Manabe, S.; Stouffer, R. J. Multiple-century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmosphere carbon dioxide. **Journal of Climate**, v. 7, n. 1, p. 5-23, Jan.1994.
- Manabe, S.; Wetherald, R.T. On the distribution of climate change resulting from na increase in CO₂ content of the atmosphere. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v.37, n. 1, p. 99 –118, Jan. 1980.
- Manabe, S.; Wetherald, R.T. Atmospheric carbon-dioxide and summer soil wetness – response. **Science**, v. 234, n. 4777, p. 600, Nov. 1986.
- Manabe, S.; Wetherald, R.T.; Stouffer, R. J. Summer dryness due to an increase of atmospheric CO₂ concentration. **Climatic Change**, v. 3, n. 4, p. 347-386, 1981.
- Manzi, A. O. **Introduction d'un schema des transferts soil-vegetation-atmosphere dans um modele de circulation generale et aplicacion a la simulation de la deforestation Amazonienne**. Toulouse. 229 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Universite Paul Sabatier, 1993.

- Manzi, A. O.; Planton, S. Implementation of ISBA parametrization scheme for land surface processes in a GCM — an annual cycle experiment. **Journal of Hidrology**, v. 155, n. 3-4, p. 353-387, Mar. 1994.
- Manzi, A. O.; Planton, S. A simulation Amazonian deforestation using a GCM calibrated with ABRACOS and ARME data. In: Gash, J.H.C.; Nobre, C.A.; Roberts, J.M.; Victoria, R.L. eds. **Amazonia Deforestation and Climate**. Chicester, UK: John Wiley, 1996. p. 503-529.
- Marques Filho, A. O.; Dallarosa, R. G. **Atenuação de radiação solar e distribuição vertical de área foliar em floresta – Reserva Jaru – RO**. Acta Amazônica, 2001. no prelo.
- McClatchey, R. A.; Fenn, R. W.; Selby, J. E. A.; Voltz, F. E.; Garing, J. S. **Optical properties of the atmosphere**. Bedford: Air Force Cambridge Res. Lab., 1972. 108p. (Tech. Rep. AFCRL-72-0497).
- Miguez, J. D. G. A. A convenção quadro das nações unidas sobre mudanças climáticas e o protocolo de Quioto. In: Workshop Mudanças Climáticas Globais e a Agropecuária Brasileira. Campinas, 1999. **Memória**, Campinas: 1999. p. 1-15.
- Mitchell, J. F. B. The seasonal response of a general-circulation model to changes in CO₂ and sea temperatures. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 109, n. 459, p. 113-152, 1983.
- Mitchell, J. F. B.; Johns, T.C. On Modification of Global Warming by Sulfate Aerosols. **Journal of Climate**, v. 10, n. 2, p. 245-267, Fev. 1997.
- Mitchell, J. F. B.; Lupton, G. A 4 x CO₂ integration with prescribed changes in sea surface temperatures. **Program Biometeorology**, v. 3, p. 353-374, 1984.
- Moreira, M. A. **Fundamento do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação**. São José dos Campos: INPE, 2001. 250 p.

- Moura, R. G. **Estudo da radiação solar e terrestre acima e dentro de uma floresta tropical úmida**. São José dos Campos. 114 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2001.
- Nemesure, S. R.; Cess, R. D.; Dutton, E. G.; Deluisi, J. J.; Li, Z. Q.; Leighton, H. G. Impact of clouds on the shortwave radiation budget of the surface-atmosphere system for snow-covered surfaces. **Journal of Climate**, v. 7, n. 4, p. 579-585, Abr.1994.
- Neter, J.; Wasserman, W. **Applied linear statistical models**. Homewood, Illinois: Richard D. Irwin, Inc, 1974. 842p.
- Nobre, C. A. A brief review of simulation experiments on Amazonia deforestation. In: E. Salati ed. **Hydrology and Climatology of Amazonia**. Oxford: G.T. & Lovejoy, 1994. p. 49-71.
- Nobre, C. A.; Sellers P. J.; Shukla J. Amazonian deforestation and regional climate change. **Journal of Climate**, v. 4, n. 10, p. 957-988, Out.1991.
- Nobre, C. A.; Mattos, L. F.; Dereczynski, C. P.; Tarasova, T. A.; Trosnikov, I. V. Overview of atmospheric conditions during the Smoke, Clouds, and Radiation - Brazil (SCAR-B) field experiment. **Journal of Geophysical Research- Atmospheres**, v.103, n. D24, p. 31809-31820, Dez. 1998.
- Noilhan, J.; Planton, S. A simple parameterization of land surface process for meteorological models. **Monthly Weather Review**, v.117, n. 3, p. 536-549, Mar. 1989.
- Ohmura, A.; Gilgen, H. **Global energy balance archive (GEBA)**. Zurich: WMO/ICSU, 1991. 60p. (Rep. 2, World Climate Program Water Project A7).
- Ohring, G.; Adler, S. Some experiments with a zonally averaged climate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 35, n. 2, p. 186-205, 1978.

- Oort, A. H. **Global Atmospheric Circulation Statistics, 1958-1973**. Rockville, Maryland: National Oceanic and Atmospheric Administration, 1983. 180 p. (QC801 .U545 no.14).
- Ou, S. C. S.; Liou, K. N.; Liou, W. J. The seasonal cycle of the global zonally averaged energy balance. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 40, n. 1-2, p.9-23, 1989.
- Peixoto, J. P.; Oort, A. H. **Physics of climate**. New York: American Institute of Physics, 1992. 520 p.
- Peng, L.; Chou, M. -D.; Arking, A. Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and sensitivity to the solar constant. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 39, n. 12, p. 2639-2656, 1982.
- Pinker, R. T.; Laszlo, I. Modeling surface solar irradiance for satellite applications on a global scale. **Journal of Applied Meteorology**, v. 31, n. 2, p. 194-211, Feb. 1992.
- Polcher, J.; Laval, K. The impact of African and Amazonian deforestation on tropical climate. **Journal of Hydrology**, v.155, n. 3-4 , p. 389-405, Mar. 1994a.
- Polcher, J.; Laval, K. A statistical study of regional impact of deforestation on climate in the LMD-GCM. **Climate Dynamics**, v. 10, n. 4-5, p. 205-219, Set. 1994b.
- Potter, G. L.; Ellsaesser, H. W.; Maccraken, M. C.; Luther, F. M. Possible climatic impact of tropical deforestation. **Nature**, v. 258, n. 5537, p. 697-698, 1975.
- Potter, G. L.; CESS, R. D. Background tropospheric aerosols: incorporation within a statistical-dynamical climate model. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 89, n. D6, p. 9521-9526, 1984.
- Ramanathan, V.; Lian, M. S.; Cess, R. D. Increased atmospheric CO₂: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface-temperature. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**, v. 84, n. NC8, p. 4949-4958, 1979.

- Rao, V. B. **Taxa de variação da temperatura virtual média dentro da nuvens.**
(Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001).
Comunicação pessoal.
- Rao, V. B.; Franchito, S. H. Studies of climatic change with zonally averaged models.
Física de la Tierra, v. 3, p. 375-389, 1991.
- Rao, V. B.; Fernandez, J. P. R.; Franchito, S. H. Monsoon-Like circulations in a
zonally averaged numerical model with topography. **Monthly Weather Review**, v.
128, n. 12, p. 779-794, 2000.
- Reid, J. S.; Hobbs, P. V.; Ferek, R. J. Physical and chemical characteristics of biomass
burning aerosol in Brasil. In: **SCAR-B Proceedings**. São José dos Campos,
Transtec editorial: 1996. p.165-169.
- Reid, J. S.; Eck, T. F.; Christopher, S. A.; Hobbs, P.; Holben, B. Use of the Angstrom
Exponent to Estimate the Variability of Optical and Physical Properties of Aging
Smoke Particles in Brazil. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**,
v.104, n. D22, p. 27473-27490, Nov. 1999.
- Rennó, N. O.; Stone, P. H.; Emanuel, K. A. Radiative-convective model with an
explicit hydrologic cycle. 2. Formulation and sensitivity to model parameters.
Journal of Geophysical Research-Atmospheres, v. 99, n. D8, p. 17982-17001,
Aug.1994a.
- Rennó, N. O.; Stone, P. H.; Emanuel, K. A. Radiative-convective model with an
explicit hydrologic cycle. 2. Sensitivity to large changes in solar forcing. **Journal
of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 99, n. D8, p. 17.001-17020, Aug.
1994b.
- Ridgway, W. L.; Harshvardhan, D. A.; Arking, A. Computation of atmospheric cooling
rates by exact and approximate methods. **Journal of Geophysical Research-
Atmospheres**, v. 96, n. D5, p. 8969-8984, May 1991.

- Roberts, J. M., Cabral, O. M. R., Da Costa, J. P., McWilliam, A. -L. C.; Sá, T. D. A. An overview of the leaf area index and physiological measurements during ABRACOS. In: Gash, J. H. C.; Nobre, C. A.; Roberts, J. M.; Victoria, R. L. ed. **Amazon Deforestation and Climate**. Chichester, UK: John Wiley, 1996. p. 287-306 p.
- Rossow, W. B.; Schiffer, R. A. ISCCP cloud data products. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 72, n. 1, p. 2-20, Jan. 1991.
- Rossow, G. L.; Zhang, Y. -C. Calculation of surface and top of atmosphere radiative fluxes from physical quantities based on ISCCP data sets. 2. Validation and first results. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 97, n. D1, p. 1167-1197, Jan. 1995.
- Russel, G. L.; Rind, D. Response to CO₂ transient increase in the GISS coupled model: regional coolings in a warming climate. **Journal of Climate**, v. 12, n. 2, p. 531-550, Fev.1999.
- Sá, L. D. A.; Alvalá, R. C. S; Arai, E.; Arlino, P. R. A.; Barbosa, A. C.; Bolzan, M. J. A.; Bonfim Jr, A.; Castro Jr, W. E.; Silva Dias, M. F. A.; Prasad, G. S. S. D.; Gielow, R.; Da Costa, A. C.; Manzi, A. O.; Martins Nogueira, J. L.; Melo, J.; Moura, R. G.; Rosa, L. E.; Rossato, L.; Von Randow, C. General aspects of the Rebio-Jaru Amazon Forest micrometeorological tower LBA Wet Season Campaign with some of its preliminary results. Conference on Hydrology, 15th. Long Beach, California, 2000. **Proceeding AMS**. 2000. p. 369-372.
- Saltzman, B. Steady-state solutions for axially-symmetric climate variables. **Pure and Applied Geophysics**, v. 69, n. 1, p. 237-259, 1968.
- Saltzman, B.; Vernekar, A .D. An equilibrium solution for axially symmetric component of the Earth's macroclimate. **Journal of Geophysical Research**, v. 76, n. 6, p.1498-1524, 1971.

- Saltzman, B.; Vernekar, A .D. A survey of statistical-dynamical model of terrestrial climate. **Advances in Geophysics**. New York: Academic Press, 1978. 307p. (183-304).
- Schlesinger, M. E. Simulating CO₂-induced climatic change with mathematical climate models: Capabilities, limitations, and prospects. In: **Proceedings Carbon Dioxide Research Conference: carbon dioxide, science and consensus**. Washington, D.C.: U.S., 1982. p. 60-140. (Department of Energy, Natl. Tech. Inf. Serv. MTIS CONF-820970).
- Schlesinger, M. E.; Mitchell, J. F. B. Climate model simulations of the equilibrium climatic response to increased carbon dioxide. **Reviews of Geophysics**, v. 25, n. 4, p. 760-798, May 1987.
- Schlesinger, M. E. **Climate changes for the SRES scenarios: Climate sensitivity, climate impacts and adaptive decisions strategies**. [on line]. June 1999. <<http://www.weathervane.rff.org/refdocs/schlesin/sld010.htm>>. Out. 1999.
- Schneider, S. H.; Dickinson, S. E. Climate modeling. **Review of Geophysics and Space Physics**, v. 12, n. 3, p. 447-493, 1974.
- Sellers, P. J.; Mintz, Y.; Sud, Y. C.; Dalcher, A. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulatory models. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 34, n. 6, 505-531, Mar.1986.
- Special Report on Emission Scenarios/ Intergovernmental Panel on Climate Change (SERES/IPCC 2000). **Special Report on Emissions Scenarios**. [on line]. 2000. <<http://www.grida.no/climate/ipcc/emission/120.html>>. 10 May 2001.
- Shukla, J.; Nobre, C. A.; Sellers, P. J. Amazon deforestation and climate change. **Science**, v. 247, n. 4948, p. 1322-1325, Mar. 1990.

Stammes, K.; Tay, S. -C.; Wiscombe, W.; Jayaweera, K. Numerically stable algorithm for discrete-ordinate-method radiative transfer in multiple scattering and emitting layered media. **Applied Optics**, v. 27, n. 12, p. 2502-2509, June 1988.

Suarez, M. J. **Código computacional: Diurnally average insolation or annual mean insolation**. [Programa de Computador]. (Goddard Space Flight Center, NASA, Greenbelt, 2000). Comunicação pessoal.

Sud, Y. C.; Yang, R.; Walker, G. K. Impact of in situ deforestation in Amazonia on the regional climate: general circulation model simulation study. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 101, n. D3, p. 7095-7109, Mar. 1996.

Sud, Y. C.; Sellers, P. J.; Mintz, Y.; Chou, M. -D.; Walker, G. K.; Smith, W. E. Influence of the biosphere on the global circulation and hydrologic cycle – a GCM simulation experiment. **Agricultural and Forest Meteorology**, v. 52, n. 1-2, p.133-180, Jan. 1990.

Tarasova, T. A. **Propriedades físicas de aerossóis na faixa espectral do infravermelho termal**. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001). Comunicação pessoal.

Tarasova, T. A.; Eck, T. F. Improvements in the broadband radiative transfer code aimed to achieve better agreement between modeled and measures solar irradiances on the ground. **Proceedings of IRS'2000**. St. Petersburg, Russia: 2000.

Tarasova, T. A.; Nobre, C. A.; Eck, T. F.; Holben, B. N. Modeling of gaseous, aerosol, and cloudiness effects on surface solar irradiance measured in Brazil's Amazonia 1992-1995. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v.105, n. D2, p. 26961-26969, Nov. 2000.

Tarasova, T. A.; Nobre, C. A.; Holben, B. N.; Eck, T. F.; Setzer, A. Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondônia region of Brazil during smoke, cloud, and radiation – Brazil. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 104, n. D16, p. 19161-19170, Aug. 1999.

- Taylor, K. E. The roles of mean meridional motions and large-scale eddies in zonally averaged circulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 1, p. 1-9, Jan. 1980.
- Tett, S. F. B.; Stott, P. A.; Allen, M. R.; Ingram, W. J.; Mitchell, F. B. Causes of twentieth-century temperature change near the Earth's surface. **Nature**, v. 399, n. 6736, p. 569-572, June 1999.
- Trabalka, J. R. **Atmospheric carbon dioxide and the global carbon cycle**. Washington, D.C.: U.S. Department of Energy, 1985. 63p. (NTIS DOE/ER-0239).
- Varejão-Silva, M. A. **Modelagem estatístico-dinâmico de média zonal incluindo parametrização explícita da vegetação**. São José dos Campos. 156 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1996. (INPE-6713-TDI/629).
- Varejão-Silva, M. A.; Franchito, S. H.; Rao, V. B. A coupled biosphere-atmosphere climate model suitable for use in climate studies due to land surface alterations. **Journal of Climate**, v. 11, n. 7, p. 1749-1767, July 1998.
- Von Randow, C. **Localização dos lançamentos de radiossondagem em relação a estação de colteta de dados radiométricos**. (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001). Comunicação pessoal.
- Wagner, F. ; Müller, D. ; Ansmann, A. Comparison of the radiative impact of aerosols derived from vertically resolved (lidar) and vertically integrated (Sun photometer) measurements: Example of an Indian aerosol plume. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 106, n. D19, p. 22861-22870, Out. 2001.
- Wallace, J. M.; Hobbs, P. V. **Atmospheric science: an introduction survey**. New York: Academic Press, 1977. 467p.

- Warren, S. G.; Schneider, S. H. Seasonal simulation as a test for uncertainties in the parameterization of a Budyko-Sellers zonal climate model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 36, n. 8, p. 1371-1391, 1979.
- Warrillow, D. A.; Sangster, A. B.; Slingo, A. **Modelling of land surface processes and their influence on European climate**. technical note of the Dynamical Climatology Branch. Bracknell: United Kingdom Meteorological Office, 1986, 92p. (Tech. Note DCTN 38).
- Washington, W. M.; Meehl, G. A. General-circulation model experiments on the climatic effects due to a doubling and quadrupling of carbon-dioxide concentration. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**, v. 88, n. NC11, p. 6600-6610, 1983.
- Washington, W. M.; Meehl, G. A. Seasonal cycle experiment on the climate sensitivity due to a doubling of CO₂ with an atmospheric general-circulation model coupled to a simple mixed-layer ocean model. **Journal of Geophysical Research-Atmospheres**, v. 89, n. ND6, p. 9475-9503, 1984
- Wetherald, R. T.; Manabe, S. Influence of seasonal-variation upon the sensitivity of a model climate. **Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres**, v. 86, n. NC2, p.1194-1204, 1981.
- Wetherald, R. T.; Manabe, S. An investigation of cloud cover change in response to thermal forcing. **Climatic Change**, v. 8, n. 1, p. 5-23, Fev. 1986.
- Wilber, A. C.; Kratz, D. P.; Gupta, S. K. **Surface emissivity maps for use in satellite retrievals of longwave radiation**. Hampton, Virginia: NASA, 1999. 35p. (NASA/TP-1999-209362).
- Wild, M.; Ohmura, H.; Gilgen E.; Roeckner, E.; Giorgetta, M.; Morcrette, J. J. The disposition of radiative energy in the global climate system: GCM-calculated versus observational estimates. **Climate Dynamics**, v. 14, n. 12, p. 853-869, Nov. 1998.

- World Meteorological Organization (WMO). **A preliminary cloudless standard atmosphere for radiation computation**. Geneva: World Climate Research Programme, 1986. 53p. (WCP-112, WMO/TD-N° 24).
- Xue, Y.; Shukla, J. The influence of land surface properties on Sahel climate. Part I: Desertification. **Journal of Climate**, v. 6, n. 12, p. 2232-2245, Dez. 1993.
- Yamamoto, G. Direct absorption of solar radiation by atmospheric water vapor, carbon dioxide and molecular oxygen. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 19, n. 2, p. 182-188, 1962.
- Zeng, N. Understanding climate sensitivity to tropical deforestation in a mechanistic model. **Journal of Climate**, v.11, n. 8, p. 1969-1975, Aug. 1998.
- Zeng, X.; Eltahir, E. A. B. The role of vegetation in the dynamics of west African Monsoons. **Journal of Climate**, v.11, n. 8, p. 2078-2096, Aug. 1998.
- Zhang, T. Sensitivity properties of a biosphere model based on BATS and a statistical-dynamical climate model. **Journal of Climate**, v. 7, n. 6, p. 891-913, June 1994.

APÊNDICE A

MODELO ESTATÍSTICO-DINÂMICO DE MÉDIA ZONAL COM PARAMETRIZAÇÃO EXPLÍCITA DA VEGETAÇÃO

Neste apêndice são apresentados as equações básicas do MED de Varejão-Silva et al. (1998). O modelo de atmosfera é o mesmo desenvolvido por Franchito e Rao (1992). Contudo, as parametrizações dos fluxos de energia e umidade da superfície e da atmosfera foram modificadas para permitir o acoplamento com o modelo de vegetação de Zhang (1994), que é baseado no esquema BATS. A seguir é dada uma breve descrição do MED de Varejão-Silva et al. (1998).

A.1 - MODELO DINÂMICO

O modelo dinâmico da atmosfera utilizado por Varejão-Silva et al. (1998) é o MED desenvolvido por Franchito e Rao (1992). O modelo é global, de equações primitivas, considerando duas camadas atmosféricas (da superfície até 500 hPa e de 500 hPa até o topo da atmosfera). Inclui as parametrizações de fricção, de turbilhões de grande escala, e de aquecimento diabático. Este modelo atmosférico foi descrito em coordenada sigma, como mostra o esquema apresentado na Figura A.1, a qual também apresenta as principais variáveis envolvidas. A coordenada vertical sigma (σ) é definida por:

$$\sigma = \frac{(p - p_t)}{p^*} \quad (\text{A.1})$$

onde p é a pressão em um nível qualquer do modelo; p_s é a pressão na superfície; p_t é a pressão no topo da atmosfera; e $p^* = p_s - p_t$.

Nas equações primitivas expressas abaixo os sinais de barras ($\bar{\quad}$), de apóstrofes (\prime) e de ponto sobreposto ($\dot{\quad}$) denotam, respectivamente, a média zonal, o desvio em relação à média zonal, e a derivada temporal; os índices 1, 2 e 3 designam, respectivamente, os níveis superior, intermediário, e inferior do modelo, como mostrado na Figura A.1; t

representa o tempo; a é o raio médio da Terra; e u e v são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vento. Os símbolos encontram-se na lista de símbolos.

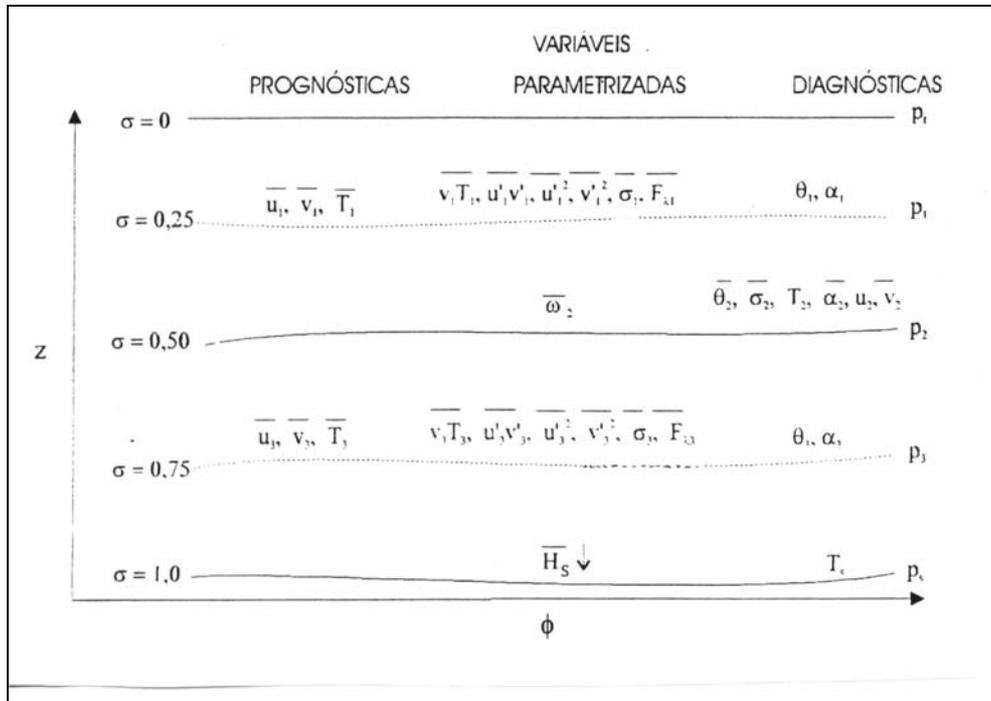


Fig. A.1 – Seção vertical esquemática do modelo estatístico-dinâmico de média zonal de coordenadas ϕ (latitude) e z (altitude) mostrando as variáveis de prognóstico, as parametrizadas e as de diagnóstico envolvidas.

FONTE: Franchito (1989), pág. 62.

- equação do movimento (vento zonal):

$$\frac{\partial(p^* \bar{u})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{u} \bar{v} \cos \phi)}{\partial \phi} - p^* \left(f \bar{v} + \bar{u} \bar{v} \frac{\text{tg} \phi}{a} \pm 2 \bar{\sigma}_2 \bar{u}_2 \right) = - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{u}' \bar{v}' \cos \phi)}{\partial \phi} + p^* \left(\bar{F}_\lambda \mp 2 \overline{\sigma_2' u_2'} + \overline{u' v'} \frac{\text{tg} \phi}{a} \right) \quad (\text{A.2})$$

- equação do movimento (vento meridional):

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* \bar{v})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{v}^2 \cos \phi)}{\partial \phi} + p^* \left(f \bar{u} + \bar{u}^2 \frac{\operatorname{tg} \phi}{a} \pm 2 \bar{\sigma}_2 \bar{v}_2 \right) = - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{v}'^2 \cos \phi)}{\partial \phi} + \\ + p^* \left[\bar{F}_\phi \mp 2 \bar{\sigma}_2 \bar{v}_2' - \frac{1}{a} \left(\bar{u}^2 \operatorname{tg} \phi + \frac{\partial \Phi}{\partial \phi} + \sigma \bar{\alpha} \frac{\partial p^*}{\partial \phi} \right) \right] \end{aligned} \quad (\text{A.3})$$

- equação da termodinâmica:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(p^* \bar{T})}{\partial t} + \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{v} \bar{T} \cos \phi)}{\partial \phi} \pm 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{T}_2 - p^* \frac{\bar{\alpha} \omega}{c_p} = p^* \frac{p^* \bar{q}}{c_p} - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial(p^* \bar{v}' \bar{T}' \cos \phi)}{\partial \phi} \mp \\ + 2 p^* \bar{\sigma}_2 \bar{T}_2' \end{aligned} \quad (\text{A.4})$$

- equação da continuidade:

$$p^* \bar{\sigma}_2 = \frac{1}{4a \cos \phi} \frac{\partial [p^* \cos \phi (\bar{v}_3 - \bar{v}_1)]}{\partial \phi} \quad (\text{A.5})$$

- equação da hidrostática:

$$\bar{\Phi} = \bar{\Phi}_s + \frac{p^*}{2} (\sigma_1 \bar{\alpha}_1 + \sigma_3 \bar{\alpha}_3) \pm \frac{c_p}{2} \bar{\theta}_2 p_R^{-R/c_p} \left(p_3^{R/c_p} - p_1^{R/c_p} \right); e \quad (\text{A.6})$$

- equação da tendência da pressão atmosférica na superfície:

$$\frac{\partial p^*}{\partial t} = - \frac{1}{a \cos \phi} \frac{\partial [p^* \cos \phi (\bar{v}_1 + \bar{v}_3)/2]}{\partial \phi} \quad (\text{A.7})$$

onde $\overline{F_\lambda}$ e $\overline{F_\phi}$ representam os termos de atrito; $\overline{\sigma'_2 u'_2}$ e $\overline{\sigma'_2 v'_2}$, os fluxos verticais de quantidade de movimento; $\overline{u'v'}$, o fluxo horizontal de momentum; $\overline{v'T'}$ e $\overline{\omega'_2 \theta'_2}$ representam, respectivamente, os fluxos meridional e vertical de calor; R é a constante do gás perfeito (ar seco); T é a temperatura; e α é o volume específico do ar, representado por:

$$\overline{\alpha} = \frac{\overline{RT}}{\overline{p}} \quad (\text{A.8})$$

Nos termos em que houver dois sinais, o superior refere-se ao nível 1 (250 mb) e o inferior refere-se ao nível 3 (750 mb) do modelo.

Os valores médios zonais das variáveis do nível intermediário do modelo (nível 2) foram obtidos através das médias dos valores correspondentes aos níveis adjacentes (níveis 1 e 3), ou seja:

- componente zonal do vento: $\overline{u_2} = (\overline{u_1} + \overline{u_3})/2$ (A.9)

- componente meridional do vento: $\overline{v_2} = (\overline{v_1} + \overline{v_3})/2$ (A.10)

- temperatura potencial: $\overline{\theta_2} = (\overline{\theta_1} + \overline{\theta_3})/2$ (A.11)

- temperatura do ar: $\overline{T_2} = \overline{p_2}^{R/c_p} \left(\overline{p_1}^{R/c_p} \overline{T_1} + \overline{p_3}^{R/c_p} \overline{T_3} \right) / 2$ (A.12)

As parametrizações dos processos de sub-grade para o atrito são iguais as usadas no modelo de duas camadas (Taylor, 1980; Gates, 1988; Gates et al., 1971). Os fluxos verticais de momentum devido aos turbilhões de grande escala ($\overline{\sigma'_2 u'_2}$ e $\overline{\sigma'_2 v'_2}$) são desprezados sob argumento de serem pequenos e de não existirem estudos adequados quanto ao sinal dos mesmos. As variâncias ($\overline{u'^2}$ e $\overline{v'^2}$) são parametrizadas de acordo com Saltzman (1968) e fluxo horizontal de momentum ($\overline{u'v'}$) segue a parametrização de Saltzman e Vernekar (1978).

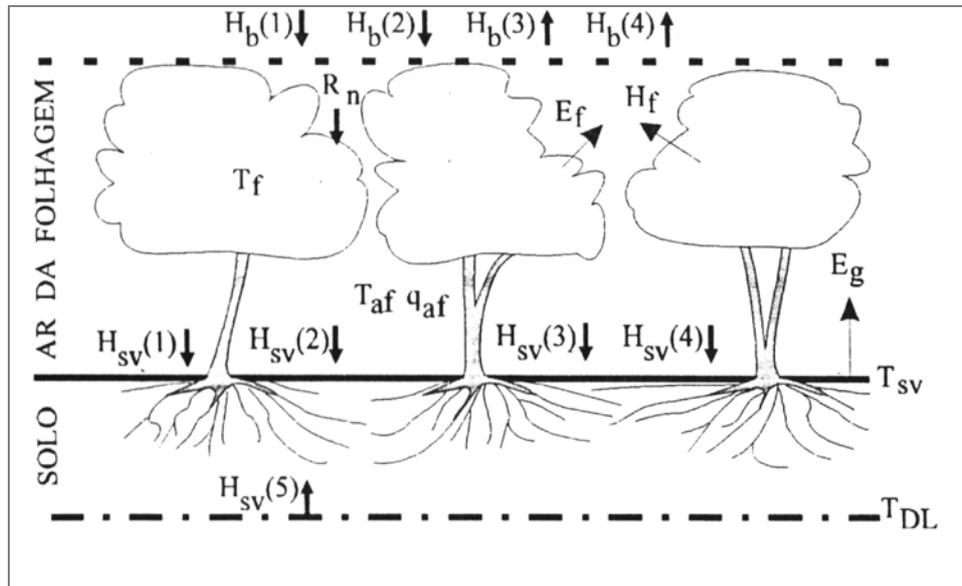
A parametrização do aquecimento diabático em Varejão-Silva et al. (1998) considera separadamente a fração de cinturão de latitude coberta por terra e o restante do cinturão, onde a superfície é coberta por oceano, águas interiores, e gelo e neve. Na parte do cinturão de latitude coberta por terra é considerado o efeito de vegetação, segundo o modelo de biosfera de Zhang (1994), o qual é baseado no esquema BATS. Para o restante do cinturão de latitude, Varejão-Silva et al. (1998) usaram parametrizações similares às do esquema BATS, mas considerando os efeitos dos outros tipos de superfície. Assim, os fluxos de energia na superfície e atmosfera são calculados separadamente para a fração de terra do cinturão de latitude e para o restante do cinturão. Os fluxos de energia para todo o cinturão são calculados considerando a média ponderada destes fluxos tomando como pesos as frações de terra e a fração correspondente ao restante do cinturão.

A seguir é dada uma breve descrição da formulação do aquecimento diabático do modelo de Varejão-Silva et al. (1998).

A.2 – AQUECIMENTO DIABÁTICO

Como mencionado anteriormente, na parte do cinturão de latitudes coberta por terra foi acoplado o modelo de biosfera proposto por Zhang (1994). O modelo dinâmico com o acoplamento da vegetação fornece as variáveis necessárias ao cômputo dos fluxos verticais de energia para as frações de superfície vegetadas, enquanto os fluxos de energia possibilitam o cômputo do aquecimento diabático da atmosfera necessários ao modelo dinâmico.

No modelo de vegetação de Zhang (1994), que baseou-se no esquema BATS, foi assumido a existência de 4 domínios nas frações continentais não cobertas por gelo, como pode ser visto na Figura A.2. Estes domínios foram caracterizados por 4 camadas: camada de sub-superfície (1); camada de folhagem (2); camada do ar da folhagem (3); e camada atmosférica (4). Com base nos princípios de energia e massa, foram parametrizadas para cada um destes domínios o balanço de energia, e para o terceiro domínio também foi parametrizado o balanço de umidade.



- T_{SV} - temperatura à superfície do solo;
- T_{af} - temperatura do ar que permeia a folhagem;
- T_f - temperatura da folhagem;
- T_{DL} - temperatura da sub-superfície;
- $H_{sv}(1)$ - fluxo de radiação solar de ondas curtas à superfície do solo;
- $H_{sv}(2)$ - fluxo de radiação de ondas longas à superfície do solo;
- $H_{sv}(3)$ - fluxo de calor sensível à superfície do solo;
- $H_{sv}(4)$ - fluxo de calor latente à superfície do solo;
- $H_{sv}(5)$ - fluxo de calor sensível sub-superfície, por condução;
- $H_B(1)$ - fluxo de radiação solar de ondas curtas que atinge a vegetação;
- $H_B(2)$ - fluxo de radiação de ondas longas que atinge a vegetação;
- $H_B(3)$ - fluxo de calor sensível para a atmosfera;
- $H_B(4)$ - fluxo de calor latente para a atmosfera;
- H_f - fluxo de calor sensível da folhagem para o ar circundante;
- E_f - fluxo de calor latente da folhagem para o ar circundante;
- R_n - saldo de radiação em relação à folhagem.

Fig. A.2 – Esquema do modelo de Zhang (1994).

FONTE: Varejão-Silva (1996).

O balanço de energia na interface entre o solo da superfície vegetada e o ar acima desta é dada pelo somatório dos fluxos de energia radiativa e não radiativa incidentes na superfície, que é expresso por:

$$\sum_1^5 H_{sv}(i) = H_{sv}(1)\downarrow + H_{sv}(2)\downarrow + H_{sv}(3)\downarrow + H_{sv}(4)\downarrow + H_{sv}(5)\uparrow \quad (\text{A.13})$$

onde as componentes de aquecimento da superfície, indicadas por $H_{sv}(i)$, $i = 1$ a 5 , correspondem, respectivamente, aos fluxos de radiação solar, de radiação termal, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, e fluxo de calor por condução. As setas indicam o sentido da direção dos fluxos e $H_{sv}(i)\downarrow = -H_{sv}(i)\uparrow$.

Estes fluxos de energia radiativa e não-radiativa fluxos na interface superfície do solo e o ar acima dela são apresentados na Tabela A.1.

TABELA A.1 – PARAMETRIZAÇÕES DOS FLUXOS DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE E NA ATMOSFERA NA INTERFACE SUPERFÍCIE DO SOLO E AR ACIMA DESTA. (As setas indicam a direção dos fluxos)

i	Na Superfície $H_{sv}(i)$	Parametrização
1↓	Radiação solar	$R_o(1 - \sigma_f)(1 - \chi)(1 - r_s)(1 - r_a)$
2↓	Radiação termal	$\sigma_B \left[\frac{(1 - \sigma_f)(v_1 T_2^4 - T_{sv}^4)}{(\epsilon_a^{-1} + \epsilon_s^{-1} - 1)} + \frac{\sigma_f(v_1 T_f^4 - T_{sv}^4)}{(\epsilon_f^{-1} + \epsilon_s^{-1} - 1)} \right]$
3↓	Fluxo de calor sensível	$-h(T_{sv} - T_{af})$
4↓	Fluxo de calor latente	$h L f_g(q_{af} - q_{gs})/C_p$
5↑	Fluxo de calor sub-superfície	$-k_v(T_{sv} - T_{DL})$

i	Na Atmosfera $H_b(i)$	Parametrização
1↓	Radiação solar	$R_o \sigma_f (1 - \chi) (1 - r_a) (1 - r_f)$
2↓	Radiação termal	$\sigma_B \sigma_f \left[\frac{(T_{sv}^4 - T_f^4)/(\varepsilon_s^{-1} + \varepsilon_f^{-1} - 1)}{\nu_1 T_2^4 - T_f^4} (\varepsilon_a^{-1} + \varepsilon_f^{-1} - 1) \right]$
3↑	Fluxo de calor sensível	$(C_D / C_{DB}) \left[b_2 (T_{af} - T_2) + c_2 \right]$
4↑	Fluxo de calor latente	$w [e_2 H_b(3) + f_2]$

FONTE: Adaptada de Varejão-Silva et al. (1998).

Nestas equações a irradiância no topo da atmosfera é definida por R_o ; χ e r_a correspondem, respectivamente a opacidade e o albedo da atmosfera; r_s é o albedo do solo; ε_a , $\varepsilon_s (=1-2r_s)$ e $\varepsilon_f (=1-r_{sIR})$ são, respectivamente, a emissividade da atmosfera, da superfície e da folhagem, onde r_{sIR} é a reflectância espectral na faixa do espectro infravermelho; σ_f representa a fração de superfície do solo coberta por vegetação; ν_1 é o fator correspondente a radiação termal descendente; T_2 designa a temperatura da atmosfera à superfície isobárica de 500 hPa; h é dada por $\{\rho_s c_p C_D [(1-\sigma_f)V_a + \sigma_f U_{af}]\}$, U_{af} e V_a são, respectivamente, as velocidades do vento no interior da camada de ar da folhagem e no nível do anemômetro (equivalente a velocidade em 750hPa por Varejão-Silva et al., 1998); C_D é o coeficiente de arrasto sobre a vegetação e sobre a Terra; C_{DB} é um valor de referência para o coeficiente de rugosidade; b_2 é uma constante prescrita por Saltzman e Vernekar (1971); c_2 , e_2 e f_2 são constantes prescritas (-115 Wm^{-2} ; $2,4445$ e $70,7827 \text{ Wm}^{-2}$, respectivamente; L e C_p constituem o calor latente de evaporação e calor específico do ar seco; f_g é a disponibilidade de água no solo; k_v é o fator proporcional à capacidade condutiva da sub-superfície do solo; q_{af} e q_{gs} são as umidades específicas do ar que permeia a folhagem e saturante do ar à superfície do solo; e $w (= q_{af} / q_{afs})$ representa a disponibilidade de água da camada de ar da folhagem.

O balanço de energia no dossel é avaliado pelo equilíbrio existente entre o saldo de radiação absorvido pela dossel ($R_n = H_b(1)\downarrow + H_b(2)\downarrow$) e o saldo de energia não

radiativa liberado para a camada de ar acima deste, ou seja, pela composição dos fluxos de calor sensível (H_f) e calor latente (LE_f) da folhagem para a camada atmosférica, representados por $H_b(3)\uparrow$ e $H_b(4)\uparrow$, respectivamente. Este balanço pode ser expresso por:

$$R_n = H_b(3)\uparrow + H_b(4)\uparrow = H_f + LE_f \quad (\text{A.14})$$

onde os valores com o índice f refere-se a variáveis atribuídas à folhagem.

O fluxo de calor sensível para a atmosfera é expresso por:

$$H_b(3)\uparrow = +H_{sv}(3)\uparrow + H_f \quad (\text{A.15})$$

O fluxo de calor da folhagem para a camada de ar da folhagem, que foi parametrizado segundo o esquema BATS, é expresso matematicamente por:

$$H_f = \sigma_f L_{sai} \rho_a C_p (T_f - T_{af}) / r_{la} \quad (\text{A.16})$$

onde L_{sai} é o índice de área de folhas e troncos; r_{la} é a resistência a transferência de calor ou umidade da camada superficial da folhagem.

O balanço de umidade da camada de ar da folhagem é avaliado ao se supor que o fluxo de vapor d'água do conjunto solo e vegetação para a atmosfera ($E_b = H_b(4)\uparrow/L$) é obtido pela adição dos fluxos de vapor d'água provenientes do solo ($E_g = H_{sv}(4)\uparrow/L$) e da folhagem (E_f). Matematicamente esta relação é expressa por:

$$E_b = E_g + E_f \quad (\text{A.17})$$

O fluxo de vapor d'água da folhagem para a camada de ar da folhagem, também é parametrizado segundo o esquema de BATS, sendo este expresso por:

$$E_f = r'' E_f^{WET} \quad (\text{A.18})$$

Este fluxo de vapor d'água é função do fator r'' , que é dependente da resistência dos estômatos e da área fracional das folhas coberta por água; e de E_f^{WET} , que é função da razão de mistura do vapor d'água saturado da camada de ar da folhagem (q_{afs}).

A razão de mistura saturante do vapor d'água da camada de ar da folhagem, que é função da média zonal da temperatura da camada de ar da folhagem (T_{af}), é expressa por:

$$q_{afs} = (0,622/1000) \cdot 6,1078 \cdot \exp\left[a_3(T_{af} - 273,16)/(T_{af} - b_3)\right] \quad (\text{A.19})$$

onde a_3 e b_3 são constantes com diferentes valores para a água e o gelo.

O sistema de equações formadas pelo balanço de energia na superfície e no dossel, (equações A.13 e A.14), juntamente com a expressão da razão de mistura do vapor d'água (A.19) fornecem um sistema fechado com sete variáveis desconhecidas (\bar{T}_{sv} , \bar{T}_{af} , \bar{T}_f , \bar{q}_{af} , \bar{q}_{gs} , \bar{q}_f e \bar{q}_{afs}), o qual foi solucionado através do método iterativo de Newton-Raphson para sistemas não-lineares.

No modelo de Zhang (1994) testes foram feitos considerando um único tipo de vegetação. Varejão-Silva et al. (1998), usando dados de Manzi e Planton (1994), obtiveram as frações de cada tipo de vegetação nos cinturões de latitudes. Assim, para uma dada fração de terra no cinturão de latitude, parâmetros como albedo da superfície, coeficiente de arrasto, índice de área foliar, etc, são obtidos através da média ponderada dos valores específicos das variáveis dadas no esquema BATS usando como peso a fração de terra ocupada por cada tipo de vegetação. Portanto, num cinturão de latitude, os fluxos radiativos e os fluxos de energia são calculados separadamente para as frações de continental composta de solo exposto e vegetação, e para as frações coberta por oceano, gelo e neve. A Tabela A.2 mostra as formulações dos fluxos de energia na superfície e dos fluxos de energia na atmosfera ponderados para a fração de terra do cinturão de latitude, onde são levados em conta as contribuições da parte vegetada e do solo exposto.

TABELA A.2 – PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE E NA ATMOSFERA PARA A FRAÇÃO DE SUPERFÍCIE COBERTA POR VEGETAÇÃO E SOLO EXPOSTO EM UM CINTURÃO DE LATITUDE

<u>FLUXOS MÉDIOS ZONAIS</u>		
<i>i</i>	Na superfície $\overline{H}_{VD}(i)$	Parametrizações
1↓	Radiação solar	$\overline{H}_{sv}(1)\downarrow + \overline{H}_b(1)\downarrow \quad \left[\overline{\sigma}_f(1 - \overline{r}_f) + (1 - \overline{\sigma}_f)(1 - \overline{r}_s) \right] \overline{R}_o(1 - \chi)(1 - \overline{r}_a)$
2↓	Radiação termal	$\overline{H}_{sv}(2)\downarrow + \overline{H}_b(2)\downarrow \quad \sigma_B \left[\frac{(1 - \overline{\sigma}_f)(\nu_1 \overline{T}_2^4 - \overline{T}_{sv}^4)}{(\varepsilon_s^{-1} + \varepsilon_f^{-1} - 1)} + \frac{\overline{\sigma}_f(\nu_1 \overline{T}_2^4 - \overline{T}_f^4)}{(\varepsilon_a^{-1} + \varepsilon_f^{-1} - 1)} \right]$
3↓	Fluxo de calor sensível	$-\overline{H}_b(3)\uparrow = H_{sv}(3)\uparrow + \overline{H}_f \quad -(\overline{C}_D/C_{DO}) \left[b_2(\overline{T}_{af} - \overline{T}_2) + c_2 \right]$
4↓	Fluxo de calor latente	$-\overline{H}_b(4)\uparrow = H_{sv}(4)\uparrow + \overline{H}_f \quad -\overline{w} \left\{ \frac{e_2 \overline{C}_D [b_2(\overline{T}_{af} - \overline{T}_2) + c_2]}{C_{DO}} + f_2 \right\}$
5↑	Fluxo de calor sub-superfície	$\overline{H}_{sv}(5)\uparrow \quad -\overline{k}_v(\overline{T}_{sv} - \overline{T}_{DL})$
<i>i</i>	Na atmosfera $\overline{H}_{av}(i)$	Parametrizações
1	Radiação solar	$\chi(1 - \overline{r}_a)\overline{R}_o$
2	Radiação termal	$\sigma_B \left\{ \gamma \left[(1 - \overline{\sigma}_f) \overline{T}_{sv}^4 + \overline{\sigma}_f \overline{T}_f^4 \right] - (\nu_1 + \nu_2) \overline{T}_2^4 \right\}$
3	Fluxo de calor sensível	$\overline{H}_b(3)\uparrow \quad (\overline{C}_D/C_{DO}) \left[b_2(\overline{T}_{af} - \overline{T}_2) + c_2 \right]$
4	Fluxo de calor latente	$\overline{H}_b(4)\uparrow - L(a_4 \overline{\omega} + a_{44}), \text{ se } \phi < 70^\circ N(S)$ $\overline{H}_b(4)\uparrow + g_c(N - \overline{N}), \text{ se } \phi > 70^\circ N(S)$

FONTE: Adaptada de Varejão-Silva et al. (1998).

Para as frações da superfície terrestres cobertas por oceano, águas interiores e gelo (ou neve) presentes em cada cinturão de latitude Varejão-Silva et al. (1998) avaliaram o balanço de energia em cada um dos três domínios definidos para este tipo de superfície (camada sub-superfície, camada de ar adjacente a superfície e camada de atmosférica acima desta última). Eles desenvolveram formulações para os fluxos de energia apropriadas a estas superfícies e compatíveis ao modelo de vegetação. A Tabela A3 apresenta as parametrizações dos fluxos médios zonais de energia na superfície e na atmosfera para estas frações de superfícies presentes no cinturão de latitude. Na obtenção dos valores médios das variáveis envolvidas em todos os processos foram feitas as ponderações destas, considerando como pesos as frações das respectivas áreas para cada tipo predominante de cobertura em cada cinturão de latitude.

$$\sum_1^5 \bar{H}_{so}(i) \downarrow = 0 \quad (\text{A.20})$$

O fluxo de calor sensível da superfície é balanceado pelo fluxo de calor para atmosfera, cuja representação matemática é dada por:

$$\bar{H}_{ao}(3) = \bar{H}_{so}(3) \uparrow \quad (\text{A.21})$$

Da mesma forma, o fluxo de vapor d'água da superfície é balanceado pelo fluxo de vapor d'água para a atmosfera, sendo este balanço representado por:

$$\bar{E}_{bo} = \bar{E}_{so} \quad (\text{A.22})$$

sendo \bar{E}_{bo} dado por $w[e_2 \bar{H}_{so}(3) + f_2]$ e \bar{E}_{so} dado $\bar{H}_{so}(4) \downarrow / L$.

Como no caso do modelo de vegetação, as relações de balanço de energia e umidade para estas superfícies formam um sistema fechado de equações, onde as variáveis desconhecidas (\bar{T}_{ao} , \bar{T}_{so} , \bar{q}_{ao} e \bar{q}_{aso}) são obtidas através do método iterativo de Newton-Raphson.

TABELA A.3 – PARAMETRIZAÇÃO DOS FLUXOS DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE E NA ATMOSFERA PARA A FRAÇÃO DE SUPERFÍCIE COBERTA PELO OCEANO, ÁGUAS INTERIORES E GELO OU NEVE EM UM CINTURÃO DE LATITUDE

FLUXOS MÉDIOS ZONAIS		
	Na superfície	Parametrização
i	$\overline{H}_{so}(i)$	Detalhada
1↓	Radiação solar	$\overline{R}_o(1 - \chi)(1 - \overline{r}_a)(1 - \overline{r}_{so})$
2↓	Radiação termal	$\sigma_B \left(\nu_1 \overline{T}_2^4 - \overline{T}_{so}^4 \right) / \left(\varepsilon_a^{-1} + \varepsilon_{so}^{-1} - 1 \right)$
3↓	Fluxo de calor sensível	$-\left(\rho_a C_p \overline{C}_{DOG} \overline{V}_a \right) \left(\overline{T}_{so} - \overline{T}_{ao} \right)$
4↓	Fluxo de calor latente	$-\left(\rho_a C_p C_{DOG} V_a L f_{go} \right) \left(\overline{q}_{so} - \overline{q}_{ao} \right)$
5↑	Fluxo de calor sub-superfície	$-\overline{k}_o \left(\overline{T}_{so} - \overline{T}_{DO} \right)$
	Na atmosfera	Parametrização
i	$\overline{H}_{ao}(i)$	Detalhada
1	Radiação solar	$\chi (1 - \overline{r}_a) \overline{R}_o$
2	Radiação termal	$\sigma_B \left[\gamma \overline{T}_{so}^4 - (\nu_1 + \nu_2) \overline{T}_2^4 \right]$
3	Fluxo de calor sensível	$\left(\overline{C}_D / C_{DO} \right) \left[b_2 \left(\overline{T}_{ao} - \overline{T}_2 \right) + c_2 \right]$
4	Fluxo de calor latente	$\overline{w} \left\{ e_2 \left[\overline{H}_{so}(3) \uparrow \right] + f_2 \right\} - L(a_4 \overline{\omega} + a_{44})$, se $ \phi < 70^\circ N(S)$ $\overline{w} \left\{ e_2 \left[\overline{H}_{so}(3) \uparrow \right] + f_2 \right\} + g_c (N - \overline{N})$, se $ \phi > 70^\circ N(S)$

FONTE: Adaptada de Varejão-Silva et al. (1998).

Para a incorporação destes fluxos médios zonais de energia (Tabela A.2 e A.3) ao modelo dinâmico de Franchito e Rao (1992), Varejão-Silva et al. (1998), desenvolveram as formulações dos fluxos médios zonais de energia na superfície e na atmosfera para o cinturão de latitude como um todo. Na obtenção destes fluxos foram consideradas as médias zonais ponderadas das contribuições dos fluxos correspondentes a todas as frações de superfície presentes no cinturão, ou seja, dos fluxos relacionados com as áreas de cobertura vegetal e solo exposto, e dos fluxos relacionados com as demais áreas de superfície. Os pesos destas áreas são dados pela fração de superfície coberta por terra e por deserto (α), e pela fração de superfície correspondente às áreas de oceano, de águas internas, e de gelo ou neve ($1-\alpha$).

Os fluxos médios zonais da atmosfera ($\bar{H}_a(i)$) e os fluxos médios zonais incidentes na superfície ($\bar{H}_s(i)\downarrow$) para um cinturão de latitude serão expressos, respectivamente, por:

$$\bar{H}_a(i) = \alpha \bar{H}_{av}(i) + (1-\alpha)\bar{H}_{ao}(i) \quad (\text{A.20})$$

e

$$\bar{H}_s(i) = \alpha \bar{H}_{vd}(i) + (1-\alpha)\bar{H}_{so}(i) \quad (\text{A.21})$$

onde i na superfície varia de 1 a 5 e para a atmosfera varia de 1 a 4.

Por causa do acoplamento do modelo de vegetação ao modelo dinâmico da atmosfera foi necessário a redefinição da temperatura média zonal à superfície, que segundo Varejão-Silva et al. (1998) é expressa por:

$$\bar{T}_s = \alpha \left[(1-\bar{\sigma}_f) \bar{T}_{sv} + \bar{\sigma}_f \bar{T}_f \right] + (1-\alpha) \bar{T}_{so} \quad (\text{A.22})$$

As variáveis necessárias para os cálculos dos fluxos de energia são os valores do vento no nível do anemômetro, e os valores das temperaturas em 500 hPa e em sub-superfície. Estas variáveis são fornecidas pelo modelo dinâmico. Varejão-Silva et al. (1998) consideraram o vento no nível do anemômetro equivalente ao vento médio zonal em

750 hPa, calculado pelo modelo atmosférico. As temperaturas sub-superfície são consideradas iguais às dada por Saltzman e Vernekar (1971). O modelo de superfície (vegetação e áreas por oceano, águas interiores, e gelo ou neve), por sua vez, fornece os fluxos de energia necessários ao modelo atmosférico. Assim, a vegetação e os tipos de superfície são do elementos interativos sistema climático.

Maiores detalhes do modelo de vegetação, do MED e do acoplamento dos mesmos podem ser vistos em Zhang (1994), Varejão-Silva (1996), e Varejão-Silva et al. (1998).

APÊNDICE B

PARAMETRIZAÇÃO DOS PROCESSOS RADIATIVOS

A precisão no cálculo da radiação solar e da radiação termal é importante para estudos climáticos, porém, um aspecto essencial em modelagem climática é que estes cálculos não consumam muito tempo de computacional.

Em relação à precisão da estimativa da radiação solar, Chou (1999) demonstrou que, ao ser desprezado o efeito de absorção e espalhamento secundários, os erros na simulação do clima aumentavam. Embora individualmente a absorção e o espalhamento secundários apresentem efeitos pequenos no aquecimento da atmosfera, coletivamente reduzem o aquecimento da superfície terrestre em até 17 Wm^{-2} , e aumentam o aquecimento da atmosfera em cerca de 15 Wm^{-2} , representando, portanto, um aquecimento total da atmosfera de aproximadamente 10%.

No que diz respeito a precisão na estimativa da radiação termal, muitos trabalhos avaliam somente o processo de transferência radiativa termal para a troposfera e baixa estratosfera. Chou et al. (1993) e Chou e Suarez (1994) mostraram a importância de se estimar com precisão as taxas de esfriamento na média atmosfera (0,01-30mb). Verificaram que o esfriamento devido à radiação termal na média atmosfera é primeiramente devido à absorção pelo CO_2 e secundariamente devido à absorção pelo O_3 . Nesta região estes gases ocasionam um esfriamento máximo de $10^\circ\text{C}/\text{dia}$. Na média atmosfera a concentração do vapor d'água é pequena e contribui para o esfriamento termal somente a região espectral próxima ao centro da banda de absorção. A taxa de esfriamento termal é pequena, porém não negligenciável, com um valor máximo de $1^\circ\text{C}/\text{dia}$.

Em relação ao tempo computacional, os trabalhos de modelagem dos processos de transferência radiativa desenvolvidos por Chou et al. (1991), Chou (1992), Chou e Suarez

(1994), Chou e Lee (1996) e Chou e Suarez (1999) são computacionalmente rápidos em comparação às metodologias de transferência radiativa de alta resolução.

Objetivando uma melhor avaliação da radiação solar e da radiação termal na atmosfera e na superfície, os processos de transferência radiativa deste trabalho são baseados na metodologia adotada por Chou e Suarez (1994 e 1999). Na modelagem dos processos físicos de transferência radiativa considerando a atmosfera plano-paralela, ou seja, uma atmosfera horizontalmente homogênea. Na interação da radiação solar e da radiação termal com a atmosfera são considerados alguns dos principais gases radiativamente ativos que compõem a atmosfera (que fazem parte dos denominados gases do efeito estufa), as nuvens, e os aerossóis.

B.1 – PARAMETRIZAÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR

A obtenção dos fluxos de radiação solar será baseado no processo de transferência radiativa desenvolvido por Chou e Suarez (1999), que envolve diversos estudos anteriores de transferência radiativa dos gases opticamente ativos à radiação solar como, por exemplo, os trabalhos de Chou e Kouvaris (1986), Chou (1991 e 1992), Chou et al. (1993), Chou et al. (1995) e Chou e Lee (1996). A metodologia adotada por Chou e Suarez (1999) para o cálculo dos fluxos de radiação solar utilizou o método de adição de dois fluxos para uma composição de camadas atmosféricas, sendo a refletividade e transmissividade para cada camada atmosférica baseada na aproximação δ -Eddington (Joseph et al., 1976).

No cálculo dos fluxos são considerados a absorção (por vapor d'água, ozônio, oxigênio, dióxido de carbono, nuvens e aerossóis), a reflexão da superfície, e o espalhamento (molecular, denominado espalhamento de Rayleigh, nuvens e aerossóis). Dependendo da natureza do material absorvedor presente na atmosfera, diferentes aproximações são aplicadas no cálculo da transmissividade atmosférica.

Para simplificação do processo de transferência radiativa, Chou (1992) e Chou e Lee (1996) realizaram um agrupamento de regiões espectrais com propriedades de absorção similares. Este agrupamento é apresentado na Tabela B.1. Na faixa espectral da radiação ultravioleta (UV) e da radiação fotossinteticamente ativa (PAR) o espectro eletromagnético foi dividido em 8 bandas, sendo obtido para cada banda um coeficiente de absorção efetivo do ozônio e um coeficiente efetivo de espalhamento múltiplo. Na faixa espectral do infravermelho próximo o espectro é dividido em três bandas largas, sendo aplicado o método de distribuição-k com 10 coeficientes de absorção definidos para cada banda (Tabela B.2).

Em situação de céu limpo o fluxo solar total para cada nível de pressão e para a superfície terrestre é dado pela soma ponderada dos fluxos em cada banda, ou seja:

$$F(p) = \sum_{i=1}^{38} \zeta_i F_i(p) \quad (2.1)$$

onde $\zeta_i (= S/S_0)$ é a fração da irradiância solar no topo da atmosfera terrestre para uma das 8 bandas definidas para as radiações UV e PAR, ou para cada um dos 30 intervalos k das 3 bandas do infravermelho próximo.

TABELA B.1 – DESCRIÇÕES DAS BANDAS DO ESPECTRO SOLAR, SEUS RESPECTIVOS GASES E COEFICIENTES ATENUADORES USADOS NA PARAMETRIZAÇÃO DA RADIAÇÃO SOLAR

Banda	Faixa Espectral (μm)	S/S ₀	Absorvedor /Espalhador	Coefficiente de absorção do O ₃ (cm-atm) ⁻¹	Coefficiente de absorção do H ₂ O (g ⁻¹ cm ²)	Espessura ótica do espalhamento de Rayleigh (hPa ⁻¹)	Eq. de Transm. -tância
	1	0,175-0,225	0,00057	O ₃ /Rayleigh		0,00604	B.9
UV-C	2	0,225-0,245 0,260-0,280	0,00367	O ₃ /Rayleigh		0,00170	B.9
	3	0,245-0,260	0,00083	O ₃ /Rayleigh		0,0022	B.9
UV-B	4	0,280-0,295	0,00417	O ₃ /Rayleigh	42,83	0,00132	B.9
	5	0,295-0,310	0,00600	O ₃ /Rayleigh	7,09	0,00107	B.9
	6	0,310-0,320	0,00556	O ₃ /Rayleigh	1,25	0,00091	B.9
UV-A	7	0,320-0,400	0,05913	O ₃ /Rayleigh	0,0345	0,00055	B.9
PAR ^{1a}	8	0,400-0,700	0,39081	O ₃ H ₂ O Rayleigh	0,0539 ^{2a}	0,00075	0,00012 B.9
	9	0,70-1,22	0,32055	H ₂ O O ₃ Rayleigh		Tabela B.2	0,0000156 B.9
IRP	10	1,22-2,27	0,16536	H ₂ O/Rayleigh		Tabela B.2	0,0000017 B.12
	11	2,27-10,0	0,04335	H ₂ O		Tabela B.2	0,0 B.12
	Espectro total			O ₂			B.13
	Espectro total			CO ₂			B.15

^{1a} A banda 8 incorpora a absorção pelo O₃ da banda 9.

^{2a} A absorção pelo vapor d'água na banda 8 é muito fraca e, portanto, será desconsiderada.

**TABELA B.2 – FUNÇÃO DO VAPOR D'ÁGUA (H) DO FLUXO PONDERADO
PELA DISTRIBUIÇÃO-K NO INFRAVERMELHO PRÓXIMO,
PARA $p_r=300\text{hPa}$ E $\theta_r=240\text{K}$**

Intervalo k	K	h (banda 9)	h (banda 10)	h (banda 11)
1	0,0010	0,20673	0,08236	0,01074
2	0,0133	0,03497	0,01157	0,00360
3	0,0422	0,03011	0,01133	0,00411
4	0,1334	0,02260	0,01143	0,00421
5	0,4217	0,01336	0,01240	0,00389
6	1,3340	0,00696	0,01258	0,00326
7	5,6230	0,00441	0,01381	0,00499
8	31,620	0,00115	0,00650	0,00465
9	177,80	0,00026	0,00244	0,00245
10	1000,0	0,0000	0,00094	0,00145

FONTE: Adaptada de Chou e Lee (1996).

Ao considerar a atmosfera dividida em várias camadas, o fluxo solar descendente e ascendente no nível $i + 1/2$ (limite inferior da camada i da atmosfera) é calculado pelas expressões:

$$F_{i+1/2} \downarrow = S \cdot e^{-\tau_{1,i}/\mu_o} + S \left\{ e^{-\tau_{1,i}/\mu_o} \bar{R}_{1,i} R_{i+1,s}(\mu_o) + [T_{1,i}(\mu_o) - e^{-\tau_{1,i}/\mu_o}] \right\} / (1 - \bar{R}_{1,i} \bar{R}_{i+1,s}) \quad (\text{B.2})$$

$$F_{i+1/2} \uparrow = S \left\{ e^{-\tau_{1,i}/\mu_o} R_{i+1,s}(\mu_o) + [T_{1,i}(\mu_o) - e^{-\tau_{1,i}/\mu_o}] \bar{R}_{i+1,s} \right\} / (1 - \bar{R}_{1,i} \bar{R}_{i+1,s}) \quad (\text{B.3})$$

onde S é a irradiância solar no topo da atmosfera; o índice s denota a superfície, os subscritos $(1,i)$ e $(i+1,s)$ denotam, respectivamente, as regiões acima e abaixo do nível

$i + 1/2$; as transmitância $T_{1,i}$ e reflectância $\bar{R}_{1,i}$ da região acima deste nível são calculadas através da adição de camadas do topo da atmosfera até a camada i , de acordo com o procedimento adotado por Lacis e Hansen (1974), sendo expressas pelas equações B.4 e B.5. Similarmente as reflectâncias $R_{i+1,s}$ e $\bar{R}_{i+1,s}$ são calculadas através da adição de camadas da superfície até a camada $i+1$, sendo expressas pelas equações B.6 e B.7.

$$T_{ab}(\mu_o) = e^{-\tau_a/\mu_o} T_b(\mu_o) + \bar{T}_b \left\{ e^{-\tau_a/\mu_o} \bar{R}_a R_b + [T_a(\mu_o) - e^{-\tau_a/\mu_o}] \right\} / (1 - \bar{R}_a \bar{R}_b) \quad (\text{B.4})$$

$$\bar{\bar{R}}_{ab} = \bar{R}_b + \bar{T}_b \bar{R}_a \bar{T}_b / (1 - \bar{R}_a \bar{R}_b) \quad (\text{B.5})$$

$$R_{ab}(\mu_o) = R_a(\mu_o) + \bar{T}_a \left\{ e^{-\tau_a/\mu_o} R_b(\mu_o) + [T_a(\mu_o) - e^{-\tau_a/\mu_o}] \bar{R}_b \right\} / (1 - \bar{R}_a \bar{R}_b) \quad (\text{B.6})$$

$$\bar{R}_{ab} = \bar{R}_a + \bar{T}_a \bar{R}_b \bar{T}_a / (1 - \bar{R}_a \bar{R}_b) \quad (\text{B.7})$$

sendo a reflectância e a transmitância da camada, quando iluminada pela radiação solar direta, representadas, respectivamente, por $[R_{ab}(\mu_o)]$ e $[T_{ab}(\mu_o)]$, onde Chou (1992) denotou os subscritos a e b , respectivamente, de sub-camada superior e de sub-camada inferior dentro de uma camada; a barra simples e a barra dupla denotam que a incidência da radiação é proveniente da parte superior e inferior da camada, respectivamente; R e T são a reflectância e a transmitância da radiação direta; \bar{R} e \bar{T} são a reflectância e a transmitância da radiação difusa; $T(\mu_o)$ denota a transmitância total, $e^{-\tau_a/\mu_o}$ a transmitância direta, e $[T_a(\mu_o) - e^{-\tau_a/\mu_o}]$ a transmitância difusa.

Quando existe mais do que um gás absorvedor e espalhador numa camada atmosférica, são necessários para o cálculo dos fluxos os parâmetros óticos efetivos que representam as propriedades óticas de cada camada. Para cada camada da atmosfera e cada banda espectral estes parâmetros são especificados pela espessura ótica efetiva ($\bar{\tau} = \sum \tau_i$); pelo albedo de

espalhamento simples ($\bar{\omega} = \sum \omega_i \tau_i / \sum \tau_i$); e pelo fator de assimetria ($\bar{g} = \sum (g_i \omega_i \tau_i) / \sum (\omega_i \tau_i)$), onde i é o índice de todos os gases e partículas.

Como as nuvens ocorrem em várias alturas da atmosfera e apresentam diferentes propriedades óticas e cobertura fracional, Chou e Zhao (1997) identificaram as nuvens dentro de três classes de grupos de alturas (alta, média e baixa), e avaliaram seus efeitos considerando as nuvens como sendo planas-paralelas. A atmosfera foi dividida em regiões, as quais foram subdivididas em seções. Cada seção atmosférica ou estará totalmente livre de nuvens, ou estará coberta por nuvens homogêneas. Ao assumir uma sobreposição aleatória de nuvens entre os diferentes grupos de altura, a atmosfera analisada poderá apresentar uma divisão em até $N=2^n$ seções, onde $n \leq 3$ é o número de grupos de alturas que contenham nuvens. Nas regiões do ultravioleta e do visível considera-se que as nuvens apresentam somente o efeito de espalhamento. Portanto, ao se assumir a absorção por nuvens (dentro desta região) como nula equivale se assumir que o albedo de espalhamento simples é unitário. Para a região do infravermelho próximo, as nuvens apresentam o efeito de espalhamento e de absorção da radiação solar (Chou et al., 1995).

Ao considerar situações de céu com nuvens, o fluxo solar será inicialmente calculado para cada seção e, então, ele será somado ao longo de todas as seções ponderadas pela cobertura fracional de cada seção individual. Portanto, o fluxo solar total é calculado através da expressão B.8. O aquecimento solar total da atmosfera é obtido através do somatório dos fluxos de todas as seções ponderadas por suas coberturas fracionais.

$$F(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left(\sum_{i=1}^{38} \zeta_i F_{i,j}(p) \right) \quad (\text{B.8})$$

onde A_j é a cobertura fracional da j^{th} seção.

Os efeitos de cada gás estufa sobre a REM podem ser analisados individualmente através da avaliação de suas propriedades físicas, dentro de cada uma das bandas. Nas oito bandas

do espectro ultravioleta e visível, o O₃ é o contribuinte dominante para o aquecimento da atmosfera média. Nas três bandas do espectro do infravermelho próximo, o vapor d'água contribui significativamente para o aquecimento da baixa atmosfera. O agrupamento das regiões espectrais com propriedades de absorção similares é apresentada na Tabela B.1, onde os fluxos solares podem ser calculados individualmente dentro de cada banda.

Devido às oito bandas da região UV e PAR serem relativamente estreitas e em decorrência dos coeficientes de absorção do O₃ serem pequenos, a função de transmitância média para cada banda pode ser expressa por:

$$T(w) \approx \int_{\Delta\nu} (1 - k_\nu w) d_\nu / \int_{\Delta\nu} S_\nu d_\nu = 1 - \bar{k}w \approx e^{-\bar{k}w} \quad (2.9)$$

onde ν é o número de onda do espectro eletromagnético, k_ν é o coeficiente de absorção de um gás para o número de onda ν ; S_ν é a irradiância solar espectral no topo da atmosfera; \bar{k} é o coeficiente de absorção efetivo, que para o vapor d'água é obtido através da redução de 1 parâmetro (Chou et al., 1993), e para o ozônio é utilizada a redução de 2 parâmetros (Chou e Kouvaris, 1986); e w é a quantidade efetiva do gás absorvedor escalonado acima do nível de pressão p e na direção da radiação solar direta, que é expressa por:

$$w(p, \theta) = w' \left(\frac{p}{p_r} \right)^m f(\theta, \theta_r) \quad (B.10)$$

sendo w' a quantidade do gás absorvedor, p_r é a pressão de referência, θ_r é a temperatura de referência, e $f(\theta, \theta_r)$ é uma função de redução de temperatura específica para cada gás absorvedor.

O fluxo solar direto atenuado pelo O₃ para cada uma das oito bandas do UV e PAR é dado pelo produto do cosseno do ângulo solar zenital com a fração de irradiância solar no topo da atmosfera, dentro de cada banda, e a transmitância da banda obtida pela expressão B.9.

O fluxo solar direto atenuado pelo vapor d'água, para cada banda i , em um dado nível de pressão, pode ser descrito por:

$$F(w) = S_o \sum_{i=1}^n h_i e^{-k_i w} \quad (\text{B.11})$$

onde S_o é a irradiância incidente no topo da atmosfera, h_i é a função do vapor d'água do fluxo ponderado pela distribuição- k , e apresentado na Tabela B.2. A transmitância média atmosférica devido à absorção pelo vapor d'água é dada por:

$$T(w) = F(w)/S_{\Delta v} \quad (\text{B.12})$$

onde $S_{\Delta v}$ é a irradiância solar incidente no topo da atmosfera em cada banda do vapor d'água vezes o coseno do ângulo solar zenital.

A absorção pelo vapor d'água pode ser desprezada na região espectral onde a absorção pelo oxigênio é significativa (Chou, 1990), pois estas bandas de absorção do O_2 estão localizadas entre as bandas de absorção do vapor d'água. A função de transmissão das bandas de O_2 é expressa por:

$$T(w) = e^{-\bar{k}\sqrt{w}} \quad (\text{B.13})$$

A redução do fluxo solar devido à absorção do O_2 é dada por:

$$\Delta F(w) = S_{O_2} \left(1 - e^{-\bar{k}\sqrt{w}}\right) \quad (\text{B.14})$$

onde S_{O_2} é a irradiância incidente no topo da atmosfera para cada região espectral do O_2 , e cujas bandas espectrais situam-se nos intervalos 0,628-0,635 μm ; 0,685-0,7 μm ; 0,758-0,778 μm e 1,24-1,31 μm , que representam 6,33% do fluxo solar total incidente no topo da atmosfera.

A absorção da radiação solar pelo vapor d'água é importante na região espectral onde a absorção pelo CO₂ também é importante. A absorção do CO₂ nas bandas mais fortes, centradas em 2μm e 2,7μm, são excluídas do cômputo da $\Delta T(w, u)$ na integração sobre todo o espectro solar. Portanto, a redução na transmissão devido à absorção do CO₂ é expressa por:

$$\Delta T(w, u) = \int e^{-k_v w} (1 - e^{-\gamma_v u}) S_v d\nu / \int S_v d\nu \quad (\text{B.15})$$

onde $\Delta T(w, u)$ é uma função somente da quantidade efetiva dos absorvedores vapor d'água e gás carbônico. O fluxo na banda 10 é obtido através da expressão:

$$F(w, u) = F(w) - S_o \Delta T(w, u) \quad (\text{B.16})$$

onde o fluxo solar direto atenuado pelo vapor d'água ($F(w)$) é dado pela equação B.11.

No caso de atmosfera com presença de nuvens, assumindo-se que a absorção pelo gases O₂ e CO₂ da irradiância solar refletida pela superfície é desprezada, a redução do saldo do fluxo solar descendente (ΔF_{mv}^s) em um nível de pressão é dado por:

$$\Delta F_{mv}^s(p) = \Delta F^s(p) \left[\frac{F_{mv}^s(p)}{F^s(p)} \right] \quad (\text{B.17})$$

onde F^s é o saldo da irradiância total descendente sem a absorção pelos gases O₂ e CO₂. A redução do saldo de irradiância descendente devido aos gases O₂ e CO₂, para situação de céu limpo, é expressa por:

$$\Delta F^s(p) = \Delta F^\downarrow(p) - \alpha_s \Delta F^\downarrow(p_s) \quad (\text{B.18})$$

onde p_s é a pressão na superfície, α_s é o albedo da superfície na faixa do infravermelho próximo e ΔF^\downarrow é a redução da irradiância descendente devido aos gases O₂ e CO₂ em situação de céu sem nuvens.

B.2 – PARAMETRIZAÇÃO DA RADIAÇÃO TERMAL

Chou et al. (1993) verificou que a integração espectral da função de transferência é muito simplificada quando se agrupam as regiões espectrais que apresentam os mesmos coeficientes de absorção. Neste trabalho mostrou-se que o método modificado da distribuição-k, que considera os efeitos verticais da variação de pressão e temperatura, possibilita a avaliação precisa do cômputo dos fluxos radiativos e das taxas de esfriamento devido ao vapor d'água, CO₂ e O₃ na troposfera, baixa estratosfera e atmosfera média. Os efeitos da variação vertical de pressão e temperatura sobre a absorção são considerados ao se utilizar as aproximações de escalonamento de um parâmetro (1-P) e escalonamento de dois parâmetros (2-P). Nestes escalonamentos, uma camada atmosférica não homogênea, com pressão e temperatura variando com a altura, pode ser tratada como se fosse uma camada homogênea equivalente, na qual a quantidade de gás absorvedor é reduzida para uma dada temperatura e pressão de referência (escalonamento 1-P de Chou e Arking, 1980), e a quantidade do absorvedor atual (ponderada ao longo do caminho) com temperatura e pressão efetivas depende da variação vertical dentro da camada (escalonamento 2-P de Chou e Kouvaris, 1991, também conhecido como aproximação de Curtis-Godson).

O esquema de transferência radiativa da radiação termal apresentado por Chou e Suarez (1994) permite o cálculo dos fluxos radiativos e das taxas de esfriamento da atmosfera para qualquer distribuição vertical de nebulosidade fracional com espessura óptica arbitrária.

A contribuição total de uma camada atmosférica situada entre os níveis p' e $p'+dp'$ para o fluxo de radiação termal ascendente em um nível p (superior a p') é dado por:

$$dF_{\nu}^{\uparrow} = -B_{\nu}(T') \cdot d\tau_{\nu}^*(p, p') \quad (\text{B.19})$$

onde $B_{\nu}(T')$ é o fluxo espectral de Planck emitido pela camada atmosférica considerada como um corpo negro à temperatura T' ; e τ_{ν}^* é a transmitância espectral de uma camada com nebulosidade expressa por:

$$\tau_v^* = C_v(p, p') \tau_v(p, p') \quad (\text{B.20})$$

onde $C_v(p, p')$ depende da cobertura fracional de nuvens e da espessura ótica total das nuvens na camada; e $\tau_v(p, p')$ é a transmitância do fluxo na camada atmosférica sem nuvens, a qual é representada por:

$$\tau_v(p, p') = 2 \int_0^1 e^{-u_v^g(p, p')/\mu} \mu d\mu \quad (\text{B.21})$$

sendo μ o cosseno do ângulo entre a radiação direta emitida e a vertical local, e $u_v^g(p, p')$ a espessura ótica monocromática da mistura de gases absorvedores expressa por:

$$u_v^g(p, p') = \sum_i u_{v,i}^g(p, p') \quad (\text{B.22})$$

e $u_{v,i}^g(p, p')$ é a espessura ótica do i -ésimo gás absorvedor representada por;

$$u_{v,i}^g = \int_p^{p'} q_i(p'') k_{v,i}(p'', T'') \frac{dp''}{g} \quad (\text{B.23})$$

onde q_i é a massa específica do i -ésimo absorvedor, $k_{v,i}$ é o coeficiente de absorção do gás absorvedor, e g é a aceleração da gravidade.

A contribuição do fluxo emitido pela superfície terrestre para o nível p é dado por:

$$\partial F_v^\uparrow = B_v(T_s) \tau_v^*(p, p_s) \quad (\text{B.24})$$

O fluxo total ascendente de radiação termal no nível p é obtido através da integração sobre todo o espectro e sobre todas as camadas diferenciais abaixo deste nível, sendo representado matematicamente por:

$$F^\uparrow(p) = \int \left[B_v(T_s) \tau_v^*(p, p_s) - \int_p^{p_s} B_v(T') \frac{\partial \tau^*(p, p')}{\partial p'} dp' \right] d\nu \quad (\text{B.25})$$

Assumindo que nenhum fluxo descendente de radiação termal provenha do nível $p = 0$, o fluxo descendente total para o nível p é expresso por:

$$F^{\downarrow}(p) = \int \left[B_{\nu}(T') \frac{\partial \tau^*(p, p')}{\partial p'} dp' \right] d\nu \quad (\text{B.26})$$

B.2.1 – TRANSMITÂNCIA DA RADIAÇÃO TERMAL

Uma vez que a função de transferência é influenciada pelos gases absorvedores (vapor d'água, dióxido de carbono e ozônio) a integração espectral da função de transferência é simplificada através do agrupamento das regiões espectrais, as quais foram agrupadas em oito bandas, conforme é apresentada na Tabela B.3. O agrupamento foi realizado de forma que cada banda espectral apresenta os mesmos coeficientes de absorção. A parametrização da transmitância da radiação termal devido aos gases absorvedores é diferenciada de acordo com a precisão necessária nos cálculos dos fluxos e das taxas de esfriamento da média atmosfera.

As transmitâncias da radiação termal podem ser obtidas do método de distribuição-k com escalonamento linear da pressão, de manuais de tabelas de escalonamento de temperatura e pressão, e do escalonamento de temperatura de 1-Parâmetro. A Tabela B.3 apresenta os métodos de parametrização que podem ser utilizados no cálculo da transmitância de cada banda.

Além dos gases estufa descritos na Tabela B.3 também são consideradas as influências dos gases estufa nas bandas em que eles são considerados radiativamente ativos. São tratados na banda 3 o N_2O ; na banda 4 os CFCs 11 e 12, e o HCFC-22; na banda 5 o O_3 e o CFC11; na banda 6 o N_2O , CH_4 , CFC12 e o HCFC-22; na banda 7 o N_2O e o CH_4 ; e na banda 10 o N_2O .

TABELA B.3 – BANDAS ESPECTRAIS, GASES ABSORVEDORES E MÉTODO DE PARAMETRIZAÇÃO DA TRANSMITÂNCIA UTILIZADAS NO CÔMPUTO DOS FLUXOS DE RADIAÇÃO TERMAL

Banda	Intervalo Espectral (cm ⁻¹)	Gás Absorvedor	Opção para a parametrização da transmitância de acordo com a precisão na média atmosfera	
			“Baixa “	“Alta”
1	0-340	linha H ₂ O	K	T
2	340-540	linha H ₂ O	K	T
3 ^a	540-620	} linha H ₂ O; H ₂ O contínuo CO ₂	K	K
3b	620-720		S	S
3c	720-800		K	T
4	800-980	linha H ₂ O e	K	K
		H ₂ O contínuo	S	S
5	980-1100	linha H ₂ O;	K	K
		H ₂ O contínuo	S	S
		O ₃	T	T
6	1100-1215	linha H ₂ O e	K	K
		H ₂ O contínuo	S	S
7	1215-1380	linha H ₂ O e	K	K
		H ₂ O contínuo	S	S
8	1380-1900	linha H ₂ O	K	T
9	1900-3000	linha H ₂ O	K	K

K: método de distribuição-k com escalonamento linear da pressão

T: manuais de tabelas de escalonamento de temperatura e pressão

S: escalonamento de temperatura 1-P

FONTE: Chou e Suarez (1994).

B.2.1.1 - MÉTODO DE DISTRIBUIÇÃO-K

O método de distribuição-k com escalonamento linear da pressão pode ser aplicado no cômputo da transmitância na banda devido à absorção por linha do vapor d'água e à absorção do CO₂. O esfriamento devido ao vapor d'água para pressões maiores que 20mb é atribuído às regiões de absorção próximas às asas da linha de absorção, onde o coeficiente de absorção é quase linear em pressão, e sua dependência em relação à temperatura varia suavemente com o comprimento de onda. Portanto, assume-se que o coeficiente de absorção é proporcional a uma determinada temperatura e pressão de referência. Esta metodologia também é apropriada para a determinação da absorção do CO₂ na troposfera e baixa estratosfera. Através do emprego deste método, a transmitância em cada banda é expressa por:

$$\tau(\tilde{q}) = \sum_n^N e^{-k_n \tilde{q} / \bar{\mu}} (\Delta g)_n \quad (\text{B.27})$$

onde $\bar{\mu}$ é o fator de difusividade (igual a 1,66), N número de intervalos-k ($N \leq 6$, segundo Chou et al., 1993), k_n coeficiente de absorção para pressão e temperatura de referência (500mb e 250K, respectivamente), e \tilde{q} é a quantidade do absorvedor escalonada entre os níveis de pressão da camada p e p' , que é expressa por:

$$\tilde{q}(p, p') = \int_p^{p'} q(p'') \left(\frac{p''}{p_r} \right)^m h(T(p''), T_r) \frac{dp''}{g} \quad (\text{B.28})$$

onde $h(T, T_r)$ é um fator de escalonamento da temperatura, expresso por:

$$h(T, T_r) = 1 + \alpha(T - T_r) + \beta(T - T_r)^2 \quad (\text{B.29})$$

Os parâmetros escalonados utilizados no método de distribuição-k para cada banda são apresentado na Tabela B.4, sendo m uma constante empírica, e α e β são os coeficientes

utilizados no escalonamento da temperatura em $h(T(p'', p_r))$.

TABELA B.4 – PARÂMETROS ESCALONADOS NECESSÁRIOS À EQ. B. 28

Bandas	H ₂ O } Pr=500mb T _r =250K m=1		CO ₂ => T _r =250K			
	$\alpha(K^{-1})$	$\beta(K^{-2})$	$p_r(\text{mb})$	m	$\alpha(K^{-1})$	$\beta(K^{-2})$
1	0,0021	-1,01E-5				
2	0,0140	5,57E-5				
3a	} 0,0167	8,54E-5	300	50	0,0182	1,07E-4
3b			30	85	0,0042	2,00E-5
3c			300	50	0,0182	1,07E-4
4	0,0302	2,96E-4				
5	0,0307	2,86E-4				
6	0,0154	7,53E-5				
7	0,0008	-3,52E-6				
8	0,0096	1,64E-5				

FONTE: Chou et al. (1991).

$(\Delta g)_n$ é a função de distribuição-k para n intervalos-k, a qual foi pré-calculada para cada banda e encontra-se apresentada nas Tabelas B.5 e B.6. Esta função de distribuição-k depende do primeiro coeficiente de absorção do método de distribuição-k $\left(\frac{k_1}{\bar{\mu}}\right)$, dos n -ésimos coeficientes de absorção k_n (ηk_{n-1}), onde η (varia de 2 até N) é uma constante que depende da banda.

TABELA B.5 – PARÂMETROS UTILIZADOS NA FUNÇÃO DE TRANSMISSÃO DEVIDO À ABSORÇÃO DE LINHAS DO VAPOR D'ÁGUA

Unidade: $k [g^{-1}cm^2]$

	Banda 1	Banda 2	Banda 4	Banda 5	Banda6	Banda 7	Banda8
$k_1/\bar{\mu}$	2,96E+1	4,17E-1	5,25E-4	5,25E-4	2,34E-3	1,32	5,25E-4
η	6	6	6	6	8	6	16
Δg_1	0,2747	0,1521	0,4654	0,5543	0,1846	0,740	0,1437
Δg_2	0,2717	0,3974	0,2991	0,2723	0,2732	0,1636	0,2197
Δg_3	0,2752	0,1778	0,1343	0,1131	0,2353	0,4174	0,3185
Δg_4	0,1177	0,1826	0,0646	0,0443	0,1613	0,1783	0,2351
Δg_5	0,0352	0,0374	0,0226	0,0160	0,1146	0,1101	0,0647
Δg_6	0,0255	0,0527	0,0140	0,0000	0,0310	0,0566	0,0183

FONTE: Chou e Suarez (1994).

TABELA B.6 – PARÂMETROS USADOS NA FUNÇÃO DE TRANSMISSÃO DEVIDO À ABSORÇÃO DO CO₂ E DE LINHAS DO VAPOR D'ÁGUA EM TRÊS SUB-BANDAS DA BANDA 3

Unidades: $k [g^{-1}cm^2]$ para o vapor d'água e $[(cm-atm)_{STP}]^{-1}$ o para CO₂

	Vapor d'Água			CO ₂ Regiões	
	Banda 3a	Banda 3b	Banda 3c	Asas	Central
$k_1/\bar{\mu}$	1,33E-2	1,33E-2	1,33E-2	2,66E-5	2,66E-3
η	8	8	8	8	8
Δg_1	0,0000	0,0923	0,1782	0,1395	0,0766
Δg_2	0,1083	0,1675	0,0593	0,1407	0,1372
Δg_3	0,1581	0,0923	0,0215	0,1549	0,1189
Δg_4	0,0455	0,0187	0,0068	0,1357	0,0335
Δg_5	0,0274	0,0178	0,0022	0,1820	0,0169
Δg_6	0,0041	0,0000	0,0000	0,0220	0,0059

FONTE: Chou e Suarez (1994).

Quando mais de um absorvedor está envolvido em uma banda espectral, a transmitância total (τ_T) pode ser avaliada pelo produto das transmitâncias médias individuais de cada gás absorvedor atuante na banda ($\tau_T = \bar{\tau}_1 \cdot \bar{\tau}_2$). Esta aproximação é válida se as formas das curvas de absorção dos gases absorvedores não estiverem correlacionadas, como ocorre nos casos das bandas 4, 5 e 6 para a sobreposição das absorções do vapor d'água, de linha e contínua, bem como na sobreposição das absorções do vapor d'água e do ozônio na banda 5 em 9,6 μm . No caso da banda 3 (15 μm) esta aproximação não pode ser aplicada devido à alta correlação existente entre a absorção de linha e a absorção contínua do vapor d'água. Além disso, os valores dos coeficientes de absorção do CO_2 na parte central da banda difere em muitas ordens de magnitude dos valores nas asas da banda, motivo pelo qual a banda 3 foi dividida em três sub-bandas. A subdivisão da banda 3 possibilita a aplicação do produto das transmitâncias médias individuais no cômputo da transmitância total de cada sub-banda, pois a absorção de linha e contínua do vapor d'água apresentam pequena correlação.

A transmitância devido ao vapor d'água na banda 3, que inclui as transmitâncias contínua e de linha deste gás, é expressa por:

$$\tau^{WV} = \sum_{i=1}^3 e^{-k_i^c/\bar{\mu}} \sum_{n=1}^N e^{-k_n \bar{q}/\bar{\mu}} \left(\hat{\Delta g} \right)_{n,i} \quad (\text{B.30})$$

onde k_i^c são os coeficientes de absorção contínua efetiva, os quais são apresentados na Tabela B.7.

TABELA B.7 – COEFICIENTES DE ABSORÇÃO EFETIVA PARA A ABSORÇÃO CONTÍNUA DO VAPOR D'ÁGUA DAS BANDAS 3, 4, 5 E 6 Unidade: [g^{-1}cm^2]

	Banda 3a	Banda 3b	Banda 3c	Banda 4	Banda 5	Banda 6
k^c	181,94	90,97	45,48	26,23	15,60	12,95

FONTE: Adaptada de Chou e Suarez (1994).

A transmitância total devido à absorção do CO₂ na banda de 15μm é avaliada considerando-se as transmitâncias devido à parte central da banda (sub-banda 3b) e devido às asas da banda (sub-bandas 3a e 3c), e é expressa por:

$$\tau^{CO_2} = \sum_{n=1}^N e^{-(k_c)_n \tilde{q}_c / \bar{\mu}} \left(\hat{\Delta g} \right)_n + \sum_{n=1}^N e^{-(k_{asas})_n \tilde{q} / \bar{\mu}} \left(\hat{\Delta g} \right)_n \quad (\text{B.31})$$

onde o subscrito *c* denota a banda central e *asas* a região das asas da banda 3; $\hat{\Delta g}_n$ é a função de distribuição-k nas Equações B.30 e B.31, as quais encontram-se apresentadas na Tabela B.6.

B.2.1.2 - TABELAS DE ESCALONAMENTO DE TEMPERATURA E PRESSÃO

Na média atmosfera (0,01-20 mb) as variações dos fluxos de radiação termal e das taxas de esfriamento são devidas, principalmente, às propriedades óticas do CO₂ e O₃ presentes na região espectral próxima a 15 μm (banda 3) e a 9,6 μm (banda 5), respectivamente, e em menor grau às propriedades óticas do vapor d'água, cuja absorção situa-se próximo da região central das bandas 1, 2 e 7.

A transmitância destes gases pode ser obtida através de tabelas de transmitâncias pré-calculadas, que são baseadas no escalonamento 2-P, no qual é considerado o alargamento das linhas de absorção devido ao efeito Doppler na média atmosfera.

Utilizando do escalonamento 2-P, a pressão e a temperatura efetivas são dadas por:

$$p_{eff} = \frac{\int p dw}{\int dw} \quad \text{e} \quad T_{eff} = \frac{\int T dw}{\int dw} \quad (\text{B.32})$$

onde *w* é a quantidade do absorvedor, e a integração é realizada considerando-se toda a profundidade da camada.

Por causa da transmitância da banda variar rapidamente com a pressão e lentamente com a temperatura, o tabelamento da transmitância foi ajustada quadraticamente em temperatura, tornando o tabelamento bi-dimensional (Chou e Kouvaris, 1991; Chou et al., 1995). A transmitância do fluxo radiante que avalia a atenuação dos gases de 0,01 mb até a superfície é expressa por:

$$\tau(w, p_{eff}, T_{eff}) = a(w, p_{eff}) + b(w, p_{eff}) (T_{eff} - 250) + c(w, p_{eff}) (T_{eff} - 250)^2 \quad (B.33)$$

onde a , b e c são coeficientes da regressão válidos para a temperatura variando de 170 a 330 K. Os primeiros valores, intervalos e tamanhos da tabela pré-calculada são apresentados na Tabela B.8.

TABELA B.8 – PRIMEIROS VALORES UTILIZADOS PARA A OBTENÇÃO DOS COEFICIENTES DE REGRESSÃO a , b e c DAS TABELAS PRÉ-CALCULADAS

Unidades: ω_{eff} é g.cm^{-2} para o vapor d'água; $(\text{cm-atm})_{\text{STP}}$ para o CO_2 e O_3 ; e p_{eff} é dado em mb

	Banda 1	Banda 2	Banda 3	Banda5	Banda 7
Absorvedor	H ₂ O	H ₂ O	CO ₂	O ₃	H ₂ O
$\log_{10}(w_{eff})_1$	-8	-8	-4	-6	-8
$\log_{10}(p_{eff})_1$	-2	-2	-2	-2	-2
$\Delta \log_{10}(w_{eff})$	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
$\Delta \log_{10}(p_{eff})$	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2
Dimensão de w	31	31	24	21	31
dimensão de p	26	26	26	26	26

FONTE: Chou e Kouvaris (1991).

B.2.1.3 - ESCALONAMENTO DE TEMPERATURA 1-P

Ao escalonar o coeficiente de absorção contínua do vapor d'água (k_v^c) expresso por:

$$k_v^c(p_e, T) = k_{v,0}^c \frac{p_e}{p_s} \exp\left[1800\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{296}\right)\right] \quad (\text{B.34})$$

onde p_e é a pressão parcial do vapor d'água obtida através da aproximação representada pela equação B.36.

$$p_e \approx \frac{q(p) \cdot p}{0,622} \quad (\text{B.35})$$

onde q é a umidade específica.

As transmitâncias devido à absorção contínua para as bandas 4, 5 e 6, e para a sub-banda 3b, podem ser obtidas através de:

$$\tau(\hat{q}) = e^{-k^c \hat{q} / \bar{\mu}} \quad (\text{B.36})$$

onde k^c é o coeficiente de absorção contínua, que se encontra especificado na Tabela B.7 e

\hat{q} é a quantidade de vapor d'água de absorção contínua escalonada, que é expressa por:

$$\hat{q}(p, p') = \frac{1,61}{g} \int_p^{p'} \frac{p''}{p_o} q^2(p'') e^{1800\left(\frac{1}{T(p'')} - \frac{1}{296}\right)} dp'' \quad (\text{B.37})$$

B.2.1.4 – FLUXOS DE RADIAÇÃO TERMAL DE BANDAS

A integração dos fluxos ascendentes e descendentes de radiação termal em cada banda para o nível p são expressos, respectivamente, por:

$$F_i^\uparrow(p) = B_i(T_s) \tau_i^*(p, p_s) - \int_p^{p_s} B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp' \quad (\text{B.38})$$

e

$$F_i^\downarrow(p) = \int_0^p B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp' \quad (\text{B.39})$$

onde τ_i^* é a transmitância do fluxo de uma camada com nebulosidade, para cada banda espectral. Em cada banda espectral a emissividade da nuvem pode ser considerada constante, e B_ν ou possui a variação pequena ou sua forma é praticamente independente da temperatura, tal que a transmitância do fluxo pode ser dada pela aproximação:

$$\tau_i^*(p, p') \approx \frac{\partial \tau_i^*}{\partial p'} = C_i(p, p') \tau_i(p, p') \quad (\text{B.40})$$

sendo $C_i(p, p')$ a cobertura fracional de nuvens na camada. $B_i(T)$ é o fluxo de Planck emitido pela camada atmosférica ou superfície terrestre consideradas como um corpo real à temperatura T, integrado em cada banda espectral. Este fluxo pode ser avaliado através do regressão expressa pela Equação B.41, cujos coeficientes foram pré-calculados (Tabela B.9) para cada banda. Esta regressão foi ajustada usando um polinômio de quarta ordem em temperatura. Chou e Suarez (1994) verificaram que ao integrar $B_i(T)$ sobre todas as oito bandas, os erros desta regressão, para a temperatura variando de 160 K à 345 K, eram desprezíveis, ou seja, menores do que 0,1%.

$$B_i(T) = \varepsilon_i \left(c_{i,0} + \sum_1^4 c_{i,n} T^n \right) \quad (\text{B.42})$$

onde ε_i é a emissividade espectral (unitária para a atmosfera, que é considerada como um corpo negro, e variando de 0 a 1 para a superfície, que é considerada como um corpo real).

TABELA B.9 – COEFICIENTES NECESSÁRIOS AO CÔMPUTO DOS FLUXOS INTEGRADOS DE PLANCK

Banda	$c_{i,0}$	$c_{i,1}$	$c_{i,2}$	$c_{i,3}$	$c_{i,4}$
1	-2,6844E-1	-8,8994E-2	1,5676E-3	-2,9349E-6	-2,2233E-9
2	3,7315E+1	-7,4758E-1	4,6151E-3	-6,3260E-6	3,5647E-9
3	3,7187E+1	-3,9085E-1	-6,1072E-4	1,4534E-5	-1,6863E-8
4	-4,1928E+1	1,0027E+0	-8,5789E-3	2,9199E-5	-2,5654E-8
5	-4,9163E+1	9,8457E-1	-7,0968E-3	2,0478E-5	-1,5514E-8
6	-1,0345E+2	1,8636E+0	-1,1753E-2	2,7864E-5	-1,1998E-8
7	-6,9233E+0	-1,5878E-1	3,9160E-3	-2,4496E-5	4,9301E-8
8	1,1483E+2	-2,2376E+0	1,6394E-2	-5,3672E-5	6,6456E-8

FONTE: Chou e Suarez (1994).

APÊNDICE C

SIMULATIONS WITH A RADIATION MODEL AND COMPARISONS WITH LBA DATA SETS

São José dos Campos, 4 October 2001.

Journal of Geophysical Research-Atmospheres
Editorial Office
Department of Environmental Sciences
Cook College
Rutgers University
14 College Farm Rd
New Brunswick, NJ 08901-8551
USA

Dear Editor,

Please find enclosed the electronic version of the manuscript of the paper entitled: “Simulations with a radiation model and comparisons with LBA data sets”. The paper may be considered for publication in Journal of Geophysical Research-Atmospheres (LBA special issue). The manuscript corresponds to a new version of an article submitted previously for publication in Journal of Geophysical Research (Ref. JD/2001/000350/LBA). In preparing the new version we took into account all the comments of the reviewers. The point-by-point response to the reviewer’s criticisms is given below:

Reviewer A:

- 1) The paper refers only to the validation of the radiation calculations in the model of Chou and Suarez. So, the title of the paper is changed.

- 2) The model is tested for the sites of forest and pasture. For this purpose, LBA data collected during the AMCWET/LBA campaign are used. The model is tested using input data of several days and different times of day, as suggested by Reviewer A. Correlation coefficients between the model simulations and observed data are calculated and the Bonferroni technique is used for the statistical analysis of the results. This shows that the results are very robust.
- 3) The original tables, figures and analysis of the model results are not included in the new version. New results are presented in section 4.
- 4) Since the values of column aerosol optical depth are small in the wet period and taking into account that there is no observed data available for the two sites during the AMCWET/LBA campaign we used the values of the aerosol optical properties given by Chou (1992).
- 5) During the AMCWET/LBA campaign measurements were not made for spectral surface emissivity and reflectance. So, we use values of the spectral surface emissivity (Wilber et al., 1999) and reflectance (given by BATS) for evergreen broadleaf trees and short grass for tropical forest and pasture, respectively.

Reviewer B:

- 1) The title is changed.
- 2) The model is tested for the sites of forest and pasture, using input data (LBA) of several days and different times of day. So, the tables, figures and discussion of results are changed in the new version.
- 3) Section 3b is included in the text in order to describe the input data such as spectral surface emissivity, aerosol optical properties and cloudy conditions.

Reviewer C:

- 1) The title is changed.
- 2) Section 3b is included in the text in order to describe the input data.

In view of our response to all the comments of the reviewers in the new version, the paper may be considered for publication in Journal of Geophysical Research-Atmospheres. A hard copy with the original the figures is following by post. Please, acknowledge the receipt of the manuscript.

Sincerely,

Sergio H. Franchito

Address

Dr. S. H. Franchito
INPE, CP 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil
e-mail: fran@cptec.inpe.br

**SIMULATIONS WITH A RADIATION MODEL AND COMPARISONS
WITH LBA DATA SETS.**

by

Sergio H. Franchito, E. C. Moraes and V. Brahmananda Rao

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos, CPTEC

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE

CP 515, 12201-970, São José dos Campos, SP, Brazil

Abstract

The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA) data are used to estimate and validate infrared and solar radiation models calculations of Chou and Suarez. The models are tested for two contrasting vegetation regions: forest and grassland. Observed data of several days and different times of a day collected in the two sites are used to test the models. The results show that the models simulations in general agree well with the observations for both the forest and grassland cases. The mean errors are around the same order or lower than the instrument errors, except in the case of the reflected solar radiation. The radiation fluxes are strongly correlated with the observed data, significant at 99% confidence level, except in the case of the downward longwave radiation. The use of the Bonferrone technique confirmed the information given by the correlation coefficient calculations.

1. Introduction

The heating by incoming shortwave solar radiation and the cooling by longwave radiation to space constitute the fundamental processes driving the earth's climate system. The large-scale dynamical system in the atmosphere is driven basically by differences between the net radiation at the equator and the poles. Therefore, any attempt to simulate the climate system must be accompanied by an adequate representation of the radiation processes. The objective of any parameterization of atmospheric radiation in a climatic model is to provide a simple, accurate and fast method of calculating the net radiation heating profile. These calculations must supply the total radiative flux at the surface in order to obtain the surface energy balance, and the vertical and horizontal radiative heating and cooling rates of an atmospheric volume. Chou et al. (1991) and Chou (1992) developed a fast and efficient parameterization schemes for the thermal infrared radiation and solar radiation, respectively. The scheme includes the combined effects of absorption and scattering by trace gases of water vapor, carbon dioxide and ozone together with cloud and aerosols. These parameterizations were improved in a series of subsequent papers (Chou et al., 1995; Chou and Lee, 1996; Chou and Zhao, 1997; Chou and Suarez, 1994, 1999). The solar radiation model was validated using data from the TOGA-COARE (The Tropical Ocean and Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment) (Chou and Zhao, 1997). Tests with the infrared radiation model and comparisons with results of GCMs were carried out by Chou and Suarez (1994). Presently, surface radiation data are available from the LBA (Large-scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia). The LBA is an international multidisciplinary research initiative led by Brazil in order to obtain new knowledge needed to understand the climatological,

ecological, biogeochemical and hydrological function of Amazonia and the interaction between Amazonia and Earth system. The LBA first intensive field campaign took place during the rainy season from January to March 1999. The objective of the present study is to test the radiation models developed by Chou and collaborators for two different scenarios in Amazonia: forest and grassland. For this purpose, radiation and radiosonde data collected during the LBA are used.

2. Radiation model

We use the thermal infrared and solar radiation parameterization schemes developed by Chou and Suarez (1994) and Chou and Suarez (1999), respectively. Chou and Suarez's (1994) original model assumes a blackbody infrared emissivity. In a recent version of the model (1998) the surface was treated as non-black, so they consider the surface emissivity in 10 spectral bands (Chou, 2000, personal communication). In the present study, we use this new version of the model. These schemes use several broadband parameterization schemes for longwave and shortwave radiation to produce a computationally fast and accurate representation of radiation processes.

The solar radiation parameterization includes the absorption due to ozone, water vapor, oxygen, carbon dioxide, cloud and aerosols and the scattering due to clouds, aerosols and gases. Rayleigh scattering and cloud reflection are treated using a two-stream method for a range of conditions varying from cloudy sky of arbitrary optical depth to clear sky. The UV and visible region is grouped into four bands. An effective coefficient for ozone absorption and an effective cross-section for Rayleigh scattering are computed for each band. In the near-infrared region, the broadband parameterization is used to compute the

absorption by water vapor in a clear atmosphere, and the k-distribution method is applied to calculate fluxes in a scattering atmosphere. The reflectivity and transmissivity of a scattering atmosphere are computed using the delta-four-stream approximation.

For longwave absorption, broadband transmission functions of water vapor (Chou, 1984), carbon dioxide (Chou and Peng, 1983) and ozone (Chou and Kouvaris, 1986) are used. The approach relies on parametrizations of difusive transmittance functions appropriately weighted by the Planck blackbody source terms. The scheme includes the water vapor line and continuum absorption, carbon dioxide absorption through band centers and band wing regions, and infrared ozone-absorption bands. The infrared radiative transfer model also computes the fluxes due to trace gases (N_2O , CH_4 , CFC_{11} , CFC_{12} , CFC_{22} , two minor CO_2 bands), clouds and aerosols.

We test the longwave radiation model using the original values of the coefficients and their doubled values. The better results were obtained using the doubled values of the coefficients. So, in the present study we use the doubled values of the coefficients instead of their original values.

Detailed description of the radiation models are given by Chou and Suarez (1994, 1999).

3. Data

a) LBA data sets

As mentioned earlier, the radiation models are tested for two contrasting vegetation regions: forest and grassland. We use radiation and radiosonde data from the LBA. The

forest site was the Biological Reserve of Rio Jaru ($10^{\circ}05'S$, $61^{\circ}55'W$, 120 m above the sea level) which is a large area (268150 hectares) of intact tropical forest. The grassland was situated in the Fazenda Nossa Senhora Aparecida ($10^{\circ}45'S$, $62^{\circ}22'W$, 220 m above the sea level). This area, which is covered predominantly by grass (*Brachiaria brizantha*), was deforested about 15 years ago and is a typical ranchland for this region of Amazonia. In the case of the forest reserve, in the sector from northwest clockwise to south-southeast, the fetch is undisturbed forest for several tens of km. While the region where the grassland site is situated is characterized by areas with strips of pasture and forest side-by-side. These areas were created due to the deforestation management policy in the Rondonia region. Detailed descriptions of the sites are given by Culf et al. (1995) and Gash et al. (1996).

In order to test the radiation model for the forest and grassland cases we use the radiation and radiosonde data collected during the WETAMC/LBA campaign from 6 to 20 February 1999, which correspond to a wet period. The surface radiation fluxes computed using the radiation models are compared with the radiation data from the LBA. These data collected in the forest region correspond to the surface net radiation while in the grassland area they correspond to the irradiance, reflected solar radiation, photosynthetically active radiation (PAR), net radiation at the surface, longwave incoming radiation and longwave radiation emitted from the surface. The radiation data collected in the grassland region are the same as those in the forest region except for the net radiation at the surface. The data for both the forest and grassland sites correspond to an average over the last 30 minutes. The equipment used for collecting the data at the forest and pasture sites are indicated in Tables 1a-b, respectively. At the forest site the radiation fluxes measurements were made from the top of a 58.35 m high tower and the radiosonde launching occurred in a place situated 5 km

far from the tower. At the pasture site the radiation data measurements were made at 5 m height and the radiosonde launching occurred beside the surface station.

b) Input data for running the radiation model

The radiation model is run using 76 pressure levels from the surface to 0.0001 hPa. The input data for the model are the radiosonde data from the LBA (6 to 20 February 1999). The vertical profiles of temperature and specific humidity are obtained from the radiosonde data for 56 model atmospheric levels, from the surface to 30 hPa. Above 30 hPa, data from the tropical standard atmosphere are used (AFGL-T 6-0110 NASA, <http://climate.gsfc.nasa.gov/~chou/Home.html>)

During the WETAMC/LBA campaign measurements were not made for spectral surface emissivity and reflectance. Also, there was no information about the type of clouds and their characteristics, aerosol and layer ozone concentration. As mentioned earlier, the recent version of Chou and Suarez's (1994) model treats the surface emissivity in 10 spectral bands in the infrared region. So, in order to run the model we use values of the spectral surface emissivity and reflectance for evergreen broadleaf trees and short grass for tropical forest and pasture, respectively. The data of the spectral surface emissivity are obtained from Wilber et al. (1999) and the spectral reflectance data are obtained from BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme) (Dickinson et al., 1986). The values of the spectral reflectance in the region of ultra-violet and photosynthetically active radiation ($\lambda < 0.7 \mu\text{m}$) and in the near-infrared region ($\lambda > 0.7 \mu\text{m}$) are, respectively, 0.04 and 0.2 (forest) and 0.1 and 0.3 (pasture).

In the case of ozone concentration, we use the ozone mixing-ratio profile obtained from the tropical standard atmosphere (Mc Clatchey et al., 1972). The types of clouds are inferred from the radiosonde data. Firstly, we assume that there is cloud when the relative humidity is equal to or higher than 85%. The classification of the type of cloud in a layer is made taking into account the height (or level) where this occurs. The distinction between low and high levels is given by the model levels 62 and 40, which correspond to 680 hPa and 400 hPa, respectively. The cloud optical thickness data are obtained from the summer mean values for 10°S given by Hahn et al. (2001). Table 2 shows the cloud optical thickness values used in the model. Since no information was available about the effective particle size, we use a default value of 10 μm for liquid water and 85 μm for ice. The cloud amount is assumed as a unity.

The concentration of aerosol is higher during the dry period in the forest and pasture regions when the anthropogenic burning of savana and forest occurs. Ground-based global Sun photometers at the sites of the AERONET global Sun photometer network (Holben et al., 1996) record small values of column aerosol optical depth during the wet period and elevation of its magnitude during the dry period. Considering the strong washout from precipitation of aerosol particles and the near absence of anthropogenic aerosols sources during the wet period, Tarasova et al. (2000) assumed that the smallest monthly mean value observed in June 1993 (dry season) is the maximum estimate for the wet period in Amazonia. Based on the above, and taking into account that there are no observed values of the aerosol optical thickness in the band of solar and thermal spectra, we use the values of aerosol optical properties given by Chou (1992), which correspond to aerosols below 800 hPa (Table 3).

4. Results

In this section, the model radiation results are compared with observed data for the forest and grassland cases. In order to verify the model performance we use observed data of several days and for different times of a day for the two sites. We choose cases considering the situations of clear and cloudy skies conditions.

Figures 1 and 2 show the simulated and observed values of the radiometric variables for clear and cloudy skies conditions, respectively, for the case of grassland. The model is run for 7 and 21 cases considering different days and times of a day for clear and cloudy skies conditions, respectively. These are indicated in Tables 4a-b. As can be noted, there is a good agreement between the model simulations and the observations. The mean errors for the irradiance, downward longwave radiation, and radiation emitted from the surface are lower than 3.1% and 1% for clear and cloudy skies conditions, respectively. The largest mean errors occur in the reflected solar radiation, being lower than 6% in both the cases. In general, the model simulations match better the observations for cloudy sky conditions. For clear sky conditions the model results are slightly overestimated in relation to the observed values in the most part of cases, while for cloudy sky conditions there is no clear tendency of the results.

The performance of the model for the forest region is verified considering 8 and 18 cases for clear and cloudy skies conditions (Tables 5a-b). The simulated and observed values of the radiometric variables for clear and cloudy skies conditions are shown in Figs. 3 and 4, respectively. As in the case of grassland, there is a general good agreement between the simulated and observed data. Again, the better results correspond to the

simulations of the irradiance, downward longwave radiation, and radiation emitted from the surface whose mean errors are lower than 3% for both clear and cloudy skies conditions, and the largest mean errors occurs in the simulation of the reflected solar radiation, being lower than 10.5% in both the cases. In general, the model simulations match better the observations for cloudy sky conditions, as in the case of grassland. From Figs. 3 and 4, it can be noted that the differences between the model simulations and observed data are lower in the case of pasture compared to the forest. This is due to fact that the radiosonde launching occurred at 5 m away from the surface station in the pasture site while in the forest site it occurred at 5 km away from the tower. Since both data obtained from the surface station (and tower) and radiosonde data are used for running the model, higher differences may be expected in the forest case. However, in both cases the model simulations are in general in good agreement with the observations, with the mean errors being around the same order or lower than the instrument errors, except in the case of the reflected solar radiation (see Tables 1a-b). Since there is no information about the land surface albedo we use the values given in BATS for evergreen broadleaf trees and short grass for forest and grassland, respectively. The use of the actual values of the spectral surface reflectance may improve the model simulations of the reflected solar radiation and, consequently, the net radiation at the surface.

In order to verify if the results are statistically significant we calculated the correlation coefficient (c.c) between the model simulations and observed data. In calculating the c.c we consider separately the simulations for clear and cloudy skies for both the forest and pasture. We calculated also the c.c taking into account all the simulated values (clear sky + cloudy sky) for each site. Finally, we use all the model simulations for the two sites (forest + pasture). The c.cs between the model simulations and observations

are shown in Table 6. We use the two side t-test for verify the significance of the correlations. From Table 6 it can be seen that in the case of the forest the simulated fluxes are strongly correlated with the observations ($c.c > 0.98$), significant at 99% confidence level, except in the case of the longwave radiation. This may be related to the fact that the radiosonde launching occurred 5 km from the tower, where the radiation fluxes were measured. In the case of the pasture, the c.c are significant at 99% level for all the radiation fluxes, except the downward longwave radiation for clear sky conditions. For cloudy sky and all sky, the radiation fluxes are strongly correlated with the observed data, except the downward longwave radiation. When all the simulations for both the sites are taken into account together, the c.c are significant at 99% level for all the radiation fluxes, except the downward longwave radiation.

We also used the Bonferrone technique for the statistical analyses of the model results. The Bonferrone procedure consists in obtaining the best fit regression line and it is useful for calculating the regressions parameters when the number of estimates and observed data is not too large. The best fit occurs when the slope β_1 is close to 1 and/or the intercept β_0 is close to zero, indicating that the estimates approximate to the observed data. Details about this method are given by Neter and Wasserman (1974). We use the Bonferrone method taking into account all the estimates for clear and cloudy skies (all skies) in both the cases of forest and grassland. The fits to be presented in the next figures are made for a 95% confidence interval. In these figures it is also shown the coefficient of determination (the square of the correlation coefficient).

The fits for the solar irradiance, reflected solar radiation, longwave radiation emitted from the surface, downward longwave radiation, downward PAR and net radiation for the

forest are shown in Figs.5a-f, respectively. As can be seen, the estimates fit well the observed data except for the longwave radiation. The best fits correspond to the solar irradiance, reflected solar radiation, downward PAR and net radiation. In these cases the criterion of Bonferrone is satisfied and the coefficient of determination is higher than 0.97. In the case of pasture (Figs. 6a-e), the simulated values fit well the observations in the case of the solar irradiance, reflected solar radiation, downward PAR and longwave radiation emitted from the surface. The c.c.s are higher than 0.97. In the case of the downward longwave radiation, c.c is low and the Bonferrone criterion is not satisfied because the scatter of the downward radiation values does not clearly show a linear behaviour. Thus, the error is large in this case, for a linear fit. We use the Bonferrone technique considering all the simulated cases (all sky and forest + pasture). The results are similar to the case of pasture (Figs. 7a-e). In general, the use of the Bonferrone method confirms the informations given by the calculation of the c.c.

5. Conclusions

The present paper showed the feasibility of the Chou and Suarez's (1994, 1999) radiation models for computing the radiation balance at the surface in the areas of grassland and forest in the Amazonian region.

In order to run and test the model against the observations we used radiation and radiosonde data collected at these two sites during the WETAMC/LBA campaign (6 to 20 February 1999), which corresponds to a wet period in Amazonia. In this campaign measurements were not made for surface emissivity and reflectance. Also, informations of clouds, aerosols and ozone are not available for run the model. So, we made some

assumptions. We use the values of the spectral surface emissivity and reflectance of evergreen broadleaf trees and short grass for the tropical forest and grassland, respectively. The type of clouds was inferred from the radiosonde profile taking into account the height where the relative humidity was equal to or higher than 85%, and the cloud optical thickness were those from the summer mean values for 10°S. The ozone mixing-ratio was obtained from the tropical standard atmosphere. Since the values of column aerosol optical depth are small in the wet period we used the values of the aerosol optical properties given by Chou (1992).

For verifying the model performance the model was run using observed data of several days and for different times of day for the two sites. Clear and cloudy skies conditions were taken into account. The results showed that in general the simulations and observed data are in good agreement for both the cases of forest and grassland. The mean errors are around same order or lower than the instrument errors, except in the case of the reflected solar radiation. The lower mean errors (< 3%) correspond to the solar irradiance, downward longwave radiation and longwave emitted from the surface for both clear and cloudy skies. The largest mean errors occurs in the simulation of the reflected solar radiation (< 6% for the pasture and < 10.5% for the forest). This may be due to the use of spectral surface reflectance of evergreen broadleaf trees and short grass for tropical forest and pasture, respectively. The use of actual values of the land surface albedo may improve the model simulation. Although the model results are in good agreement with the observations in both the sites, the simulated values match better the observations in the pasture relative to the forest. This may due to the fact that the radiosonde launching occurred

at 5 m away from the surface station in the pasture site while in the forest site it occurred at 5 km away from the tower.

In order to verify if the model results are statistically significant we calculated the correlation coefficient (c.c) between the model simulations and observed data and used the Bonferrone technique. The results showed that in general the simulated fluxes are strongly correlated with the observed data (c.c > 0.97) significant at 99% confidence level, except in the case of the downward longwave radiation. The use of the Bonferrone method confirmed the informations given by the c.c calculation.

The present study showed the feasibility of applying Chou and Suarez models to the calculations of surface radiation fluxes for forest and pasture scenarios in Amazonia. Although some assumptions were made due to the lack of information about some input data, the results were in good agreement with the observations.

Acknowledgements: We are thankful to Dr. Ming-Dah Chou from the Goddard Space Flight Center, NASA, for providing the solar radiation and longwave radiation models. Thanks are due to all the participants involved with the LBA project, supported by FAFESP (Função de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo), grant 1997/9926-9 (Dr. M. A. F. da Silva Dias, coordinator). Thanks are also due to R. G. Moura (CPTEC), C. Von Randow (CPTEC) and Dr. A. O. Manzi for providing the radiation data and to Dr. G. F. Fisch (CTA) for providing the radiosonde data. Thanks are also due to Dr. T. A. Tarasova for the helpful discussions.

References

- Chou, M.-D., 1984: Broadband water vapor transmission functions for atmospheric IR flux computations. *J. Atmos. Sci.*, 41, 1775-1778.
- Chou, M.-D., 1992: A solar radiation model for use in climate studies. *J. Atmos. Sci.*, 49, 762-772.
- Chou, M.-D., and L. Peng, 1983: A parametrization of the absorption in the 15 μm CO₂ spectral region with application to climate sensitivity studies. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2183-2192.
- Chou, M.-D., and L. Kouvaris, 1986: Monochromatic calculations of atmospheric radiative transfer due to molecular line absorption. *J. Geophys. Res.*, 91, 4047-4055.
- Chou, M.-D., D. P. Kratz, and W. Ridgway, 1991: Infrared radiation parameterizations in numerical climate models. *J. Climate*, 4, 424-437.
- Chou, M.-D., and M. J. Suarez, 1994: An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in general circulation models. Tech. Report Series on Global Modeling and Data Assimilation, Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Tech. Memo. 104606, V. 3, 102 pp.
- Chou, M.-D., and M. J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) developed at Goddard Climate and Radiation Branch for Atmospheric Studies, Goddard Space Flight Center, Greenbelt. NASA Tech. Mem. (NASA/TM-1999-104606), vol. 15.
- Chou, M.-D., and K.-T. Lee, 1996: Parameterizations of the absorption of solar radiation by water vapor and ozone. *J. Atmos. Sci.*, 53, 1203-1208.

- Chou, M.-D., and W. Zhao, 1997: Estimation and model validation of surface solar radiation and cloud radiative forcing using TOGA COARE measurements. *J. Climate*, 10, 610-619.
- Culf, A. D., G. Fisch, and M. G. Hodnett, 1995: The albedo of Amazonian forest and Ranchland. *J. Climate*, 8, 1544-1554.
- Dickinson, R. E., A. Henderson-Sellers, P. J. KENNEDY, and M. F. WILSON, 1986: Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model. NCAR, Tech. Note 275+STR, 69 pp.
- Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria, 1996: An overview of ABRACOS. In: Amazonian Deforestation and Climate. Gash, J. H. C., C. A. Nobre, J. M. Roberts and R. L. Victoria, Eds. John Wiley & Sons Ltd: 1-14.
- Han, C. J., W. B. Rossow, and S. G. Warren, 2001: ISCCP Cloud properties associated with standard cloud types identified in individual surface observation. *J. Climate*, 14, 11-28.
- Mc Clatchey, R. A., R. W. Fenn, J. E. A. Selby, F. E. Voltz, and J. S. Garing, 1972: Optical properties of the atmosphere. Air Force Cambridge Research Laboratory, Bedford, Tech. Rep. AFCRL-72-0497, 108 pp.
- Neter, J., and W. Wasserman, 1974: Applied linear statistical models. R. D. Irwin, Inc., Homewood Illinois, 842 pp.
- Tarasova, A. T., C. A. Nobre, T. F. Eck, and B. N. Holben, 2000: Modeling of gaseous, aerosol, and cloudiness effects on surface solar irradiance measured in Brazil's Amazonia 1992-1995. *J. Geophys. Res.*, 105, 26961-26969.
- Wilber, A. C., D. P. Kratz, and S. K. Gupta, 1999: Surface emissivity maps for use in satellite retrieval of longwave radiation. NASA/TP-1999-209382, 35 pp.

Table legends

Table 1: Equipment used for collecting radiation data during WETAMC/LBA campaign (6 to 20 February) in the forest (a) and pasture (b) sites.

Table 2: Values of the cloud optical thickness used in the radiation model.

Table 3: Values of the aerosol optical properties used in the radiation model.

Table 4: Number of cases considering clear sky (a) and cloudy sky (b) conditions in the pasture site. Indicated are several days in February 1999 and different times of a day (local time is GMT minus 4 h).

Table 5: Same as Table 4, but for the forest site.

Table 6: Correlation coefficients between the simulated fluxes and the observed data from LBA. ** indicates that the correlation coefficients are significant at 99% confidence level.

Figure legends

Fig. 1: Comparisons between the radiation fluxes simulated by the model (black) and the observed data from LBA (gray) in the forest site. Cases with clear sky condition.

Fig.2: Same as Fig. 1, but for the cases with cloudy sky condition.

Fig.3: Same as Fig. 1, but for the pasture site.

Fig. 4: Same as Fig. 2, but for the pasture site.

Fig. 5: Radiation fluxes of solar irradiance (a), reflected solar radiation (b), longwave radiation emitted from the surface (c), downward longwave radiation (d), downward PAR (e), and net radiation at the surface (f), for all sky conditions in the forest site. Shown are the values of the fluxes in each case given by Tables 5a-b (dark circles), the line where the simulated values are equal to the observed data (full line) and the best fits for the simulations given by the Bonferrone method (dashed line). The linear regression equation and the coefficient of determination (R^2) are also shown. Units, $W m^{-2}$.

Fig. 6: Radiation fluxes of solar irradiance (a), reflected solar radiation (b), longwave radiation emitted from the surface (c), downward longwave radiation (d) and downward PAR (e) for all sky conditions in the pasture site. Legend similar to that in Fig.5, except that the fluxes correspond to each case given in Tables 6a-b.

Fig. 7: Same as Fig. 6, but for all sky conditions in the pasture and forest sites. Legend similar to that in Fig.5, except that the fluxes correspond to each case given in Tables 5a-b and Tables 6a-b.

Table 1a

Equipament	Measurement	Sensibility	Units	Models
Pyronometer	Incident and reflected shortwave radiation	$\pm 2\%$	W m^{-2}	Solarimeter CM11 Kipp & Zonen (Delf. Holland)
Net-radiometer	Net radiation	$< \pm 5\%$	W m^{-2}	REBS (Seattle, USA)
Sensor quantum	PAR	$\pm 5\%$	W m^{-2} or $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Sensor quantum LI190SB – L150 Licor (Nebraska, USA)
Pyronometer (\downarrow) (\uparrow) Pyrgeometer (\downarrow) (\uparrow)	Net shortwave radiation Net longwave radiation	$\pm 2\%$ $\pm 10\%$	W m^{-2} W m^{-2}	CRI Kipp & Zonen (Delf., Holland)

Table 1b

Equipament	Measurement	Sensibility	Units	Models
Pyronometer	Incident and reflected shortwave radiation	$\pm 2\%$	W m^{-2}	Solarimeter CM21 Kipp & Zonen (Delf. Holland)
Sensor quantum	PAR	$\pm 5\%$	W m^{-2} or $\mu\text{mol m}^{-2} \text{s}^{-1}$	Sensor quantum LI-190SA Licor (Nebraska, USA)
Pyronometer (\downarrow) (\uparrow) Pyrgeometer (\downarrow) (\uparrow)	Net shortwave radiation Incoming longwave radiation and longwave radiation emitted by the surface	$\pm 2\%$ $\pm 10\%$	W m^{-2} W m^{-2}	CG1 Kipp & Zonen (Delf., Holland)

Table 2

Classification of clouds	Type	Optical thickness
Low	Sc	8.0
Middle	Ac	7.0
High	Ci	5.0
Strong vertical development between low and middle levels	Cb	5.5
Strong vertical development between low, middle and high levels	Ns	21.0

Table 3

Aerosol optical thickness	0.050
Asymmetry factor	0.743
Single-scattering albedo	0.989

Table 4

CASE	DAY	HOUR (GMT)
1	10	1700
2	11	1730
3	12	1730
4	13	1430
5	13	1800
6	15	1730
7	18	2030

(a)

CASE	DAY	HOUR (GMT)	CASE	DAY	HOUR (GMT)
1	6	1630	12	16	1730
2	7	1430	13	17	1430
3	8	1800	14	18	1400
4	8	2000	15	18	1800
5	9	1730	16	19	1430
6	10	1500	17	19	1800
7	10	2030	18	19	2030
8	11	1500	19	20	1530
9	14	1530	20	20	1730
10	14	1730	21	20	2030
11	16	1500			

(b)

Table 5

CASE	DAY	HOUR (GMT)
1	9	2000
2	10	2030
3	11	1700
4	12	1400
5	13	1730
6	13	2000
7	14	1730
8	16	2030

(a)

CASE	DAY	HOUR (GMT)	CASE	DAY	HOUR (GMT)
1	7	1700	10	15	1700
2	7	2000	11	16	1430
3	8	1700	12	16	1730
4	8	2030	13	18	1800
5	9	1730	14	18	2000
6	10	1730	15	19	1730
7	11	2000	16	19	2000
8	13	1400	17	20	1430
9	15	1400	18	20	2000

(b)

Table 6

	FOREST			PASTURE			FOREST AND PASTURE		
	CLEAR SKY	CLOUDY SKY	ALL SKY	CLEAR SKY	CLOUDY SKY	ALL SKY	CLEAR SKY	CLOUDY SKY	ALL SKY
SOLAR IRRADIANCE	0.9973 **	0.9970 **	0.9965 **	0.9838 **	0.9892 **	0.9923 **	0.9910 **	0.9925 **	0.9937 **
REFLECTED SOLAR RADIATION	0.9833 **	0.9889 **	0.9876 **	0.9683 **	0.9936 **	0.9892 **	0.9897 **	0.9919 **	0.9897 **
DOWNWARD PAR	0.9930 **	0.9941 **	0.9925 **	0.9710 **	0.9925 **	0.9914 **	0.9802 **	0.9914 **	0.9890 **
NET RADIATION AT THE SURFACE	0.9810 **	0.9944 **	0.9923 **				0.9810 **	0.9944 **	0.9923 **
LONGWAVE EMITTED FROM THE SURFACE	-0.6767	0.3650	0.4155	0.8910 **	0.9857 **	0.9793 **	0.8880 **	0.8492 **	0.8634 **
DOWNWARD LONGWAVE RADIATION	-0.3851	0.4114	0.2500	0.6461	0.7605 **	0.6521 **	0.2881	0.4721 **	0.4157 **

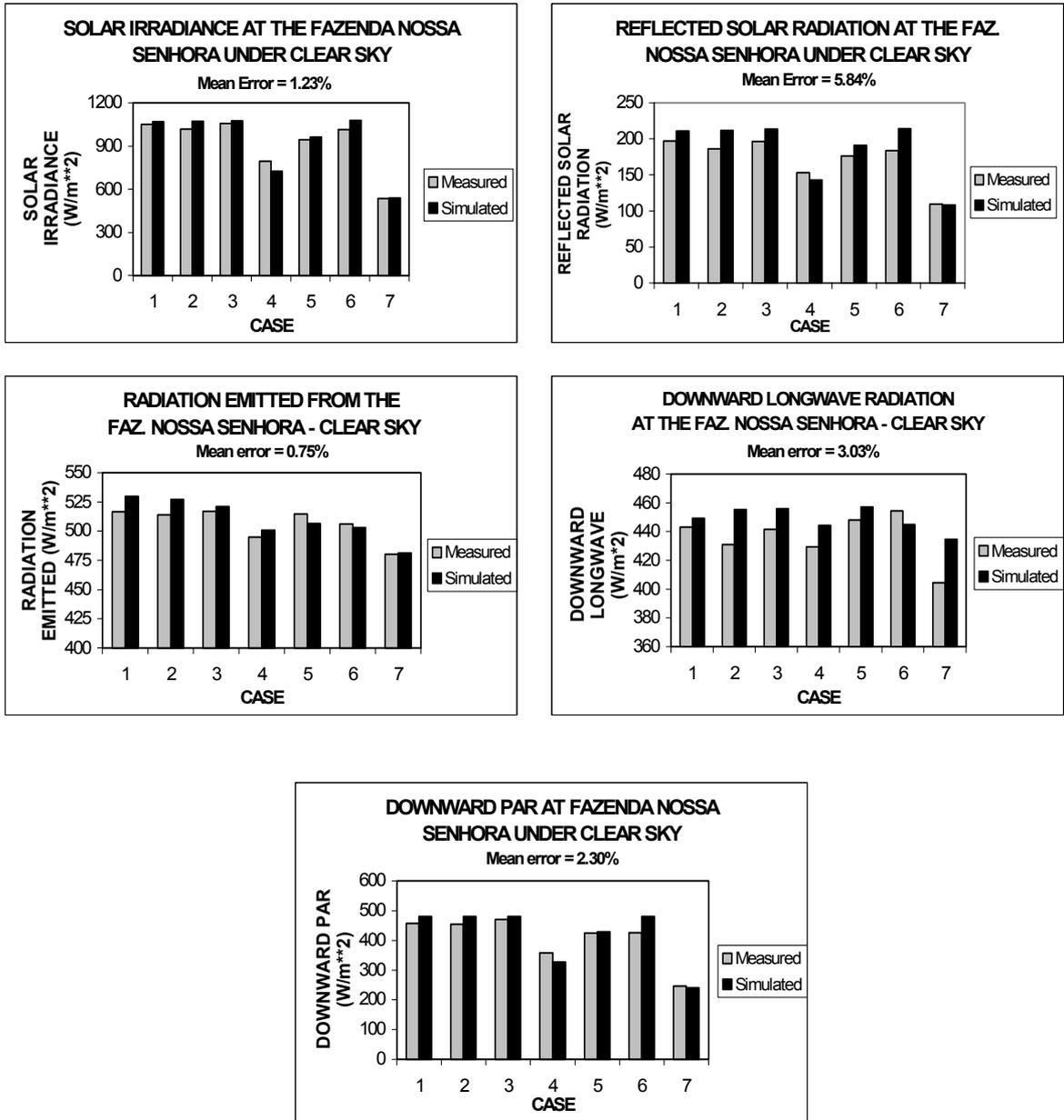


Fig. 1

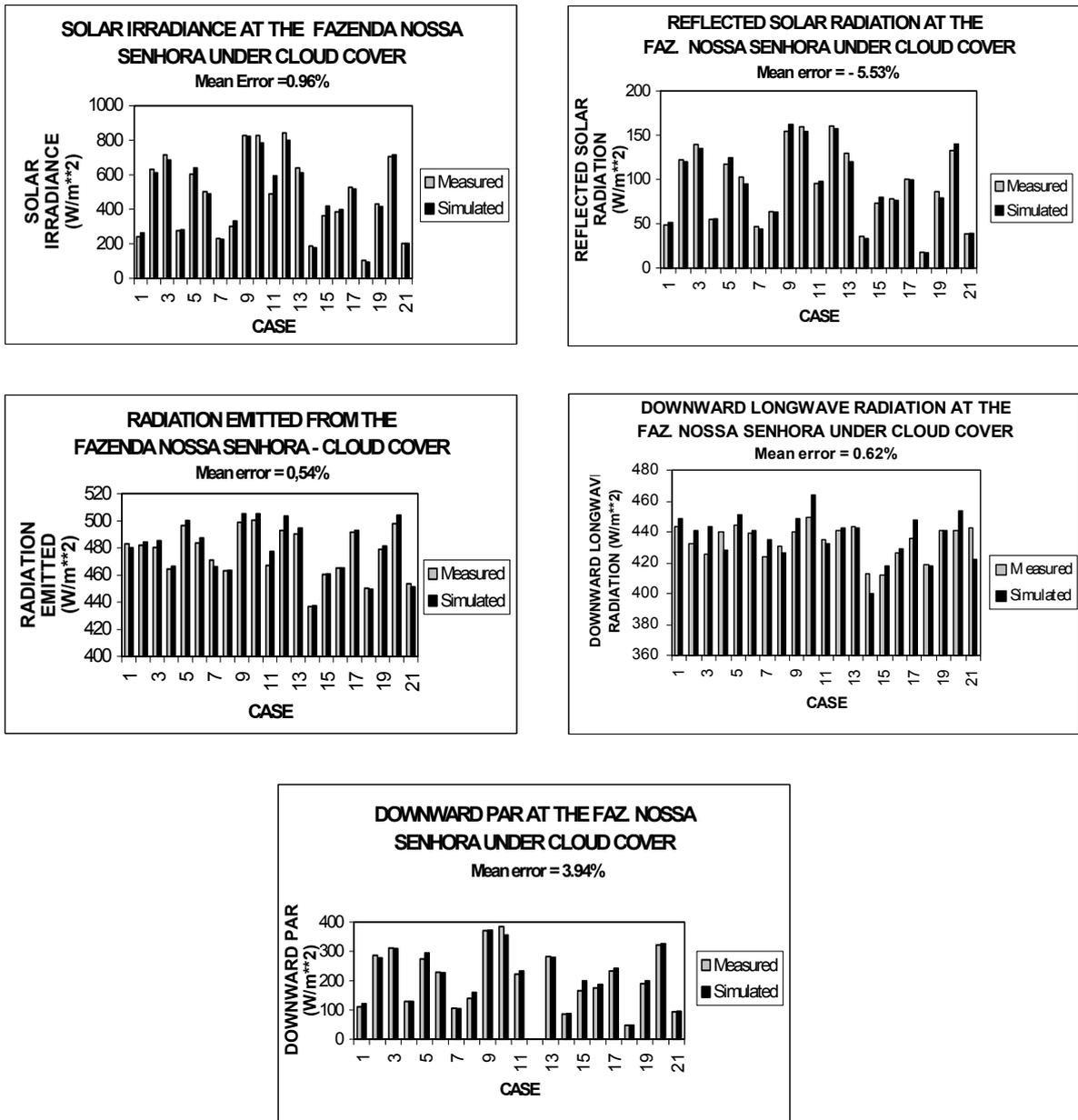


Fig. 2

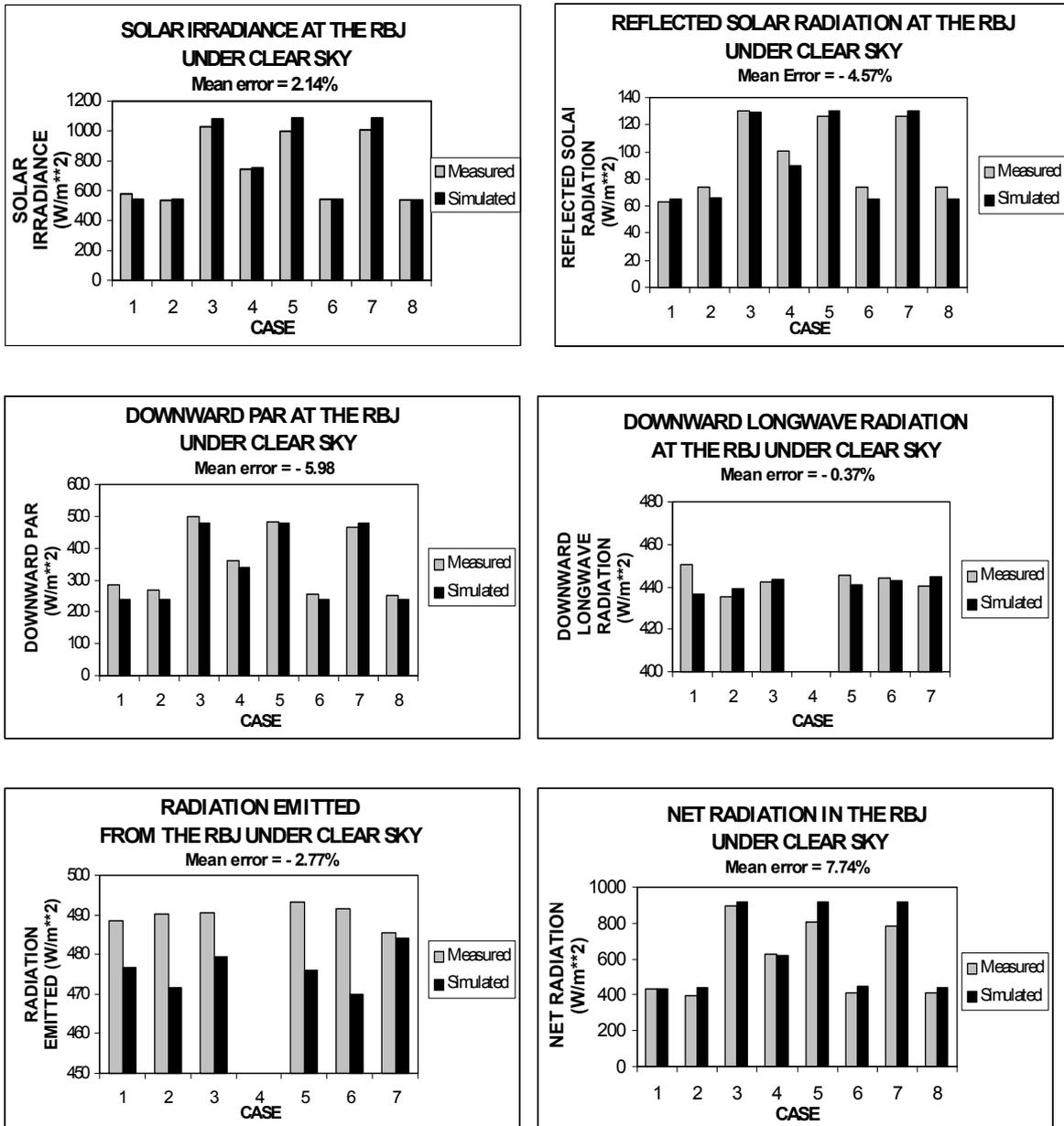


Fig. 3

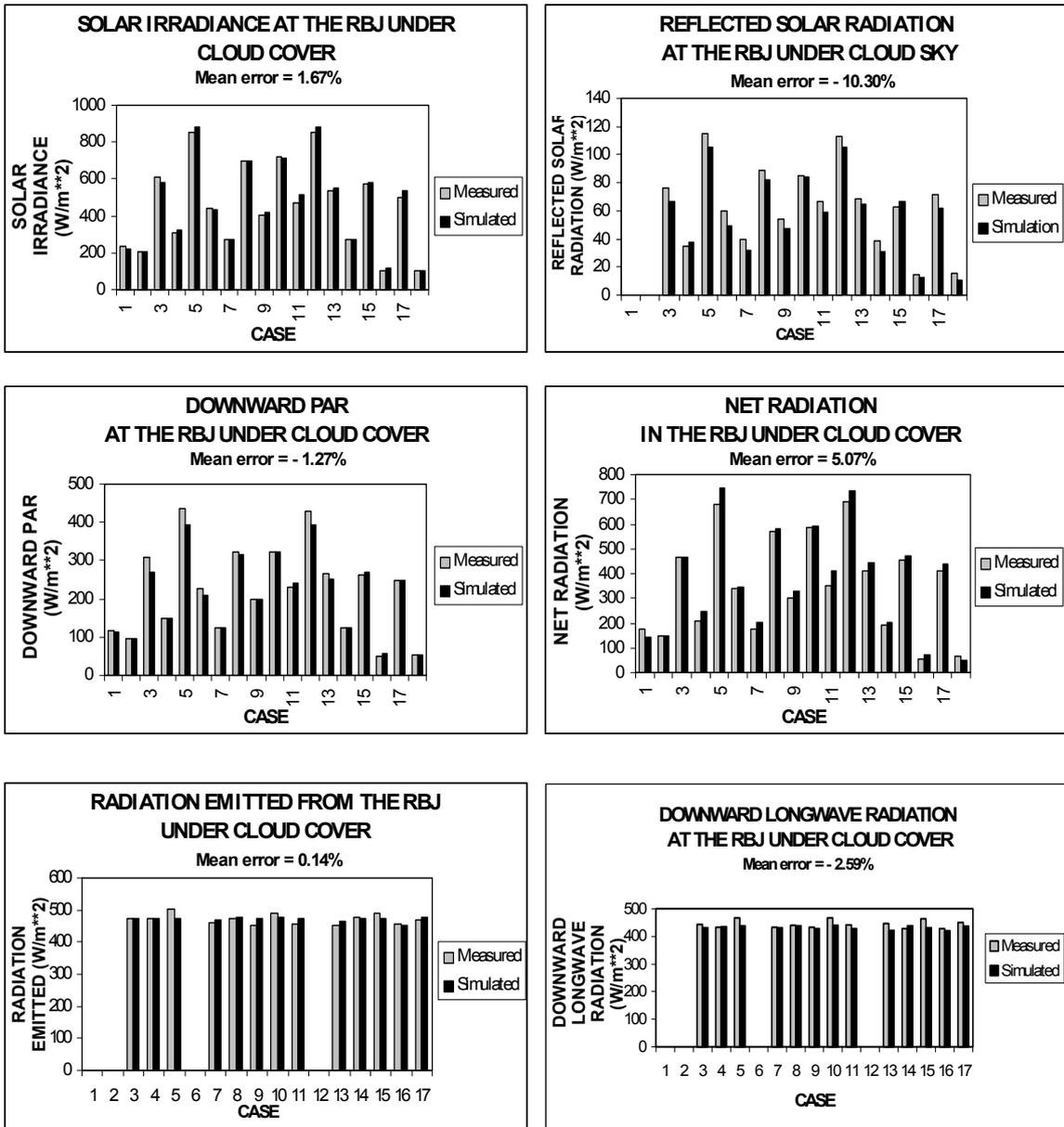
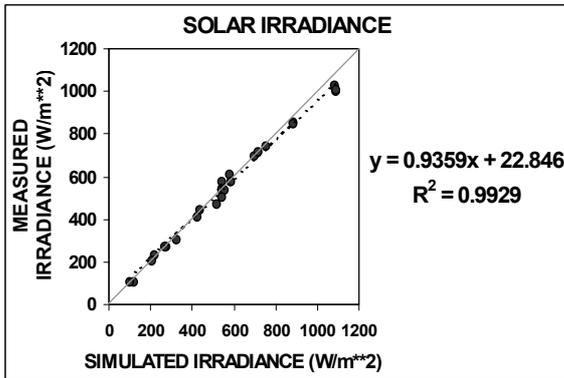
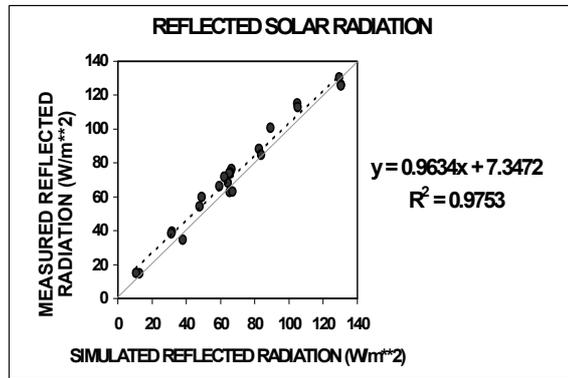


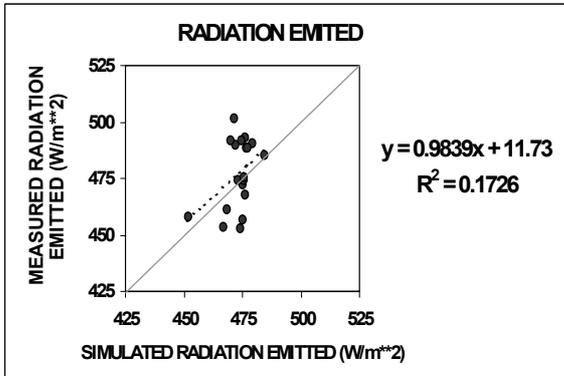
Fig. 4



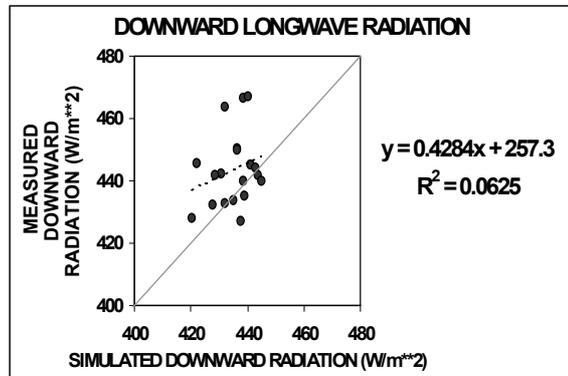
(a)



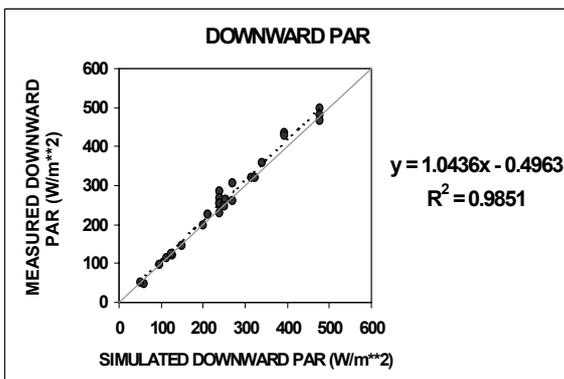
(b)



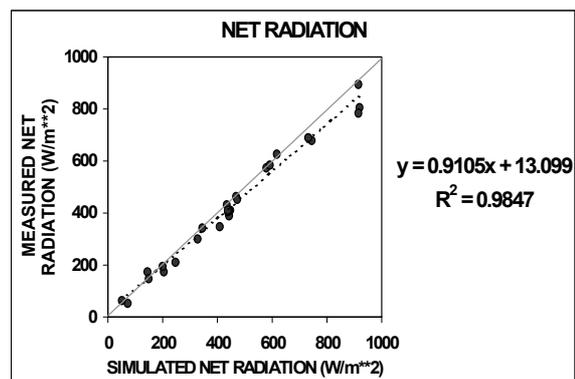
(c)



(d)

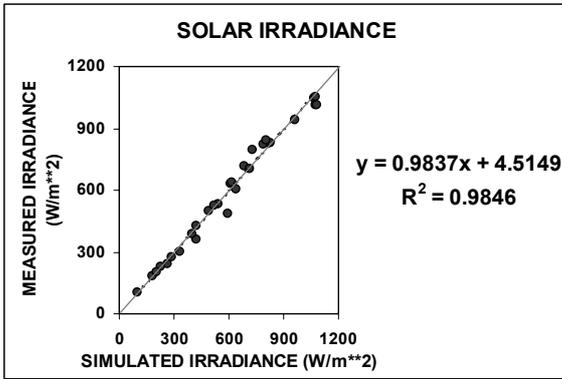


(e)

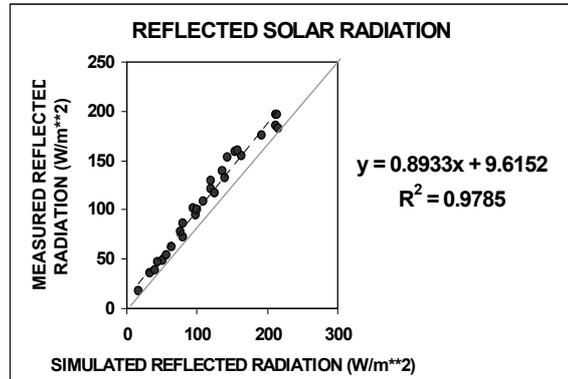


(f)

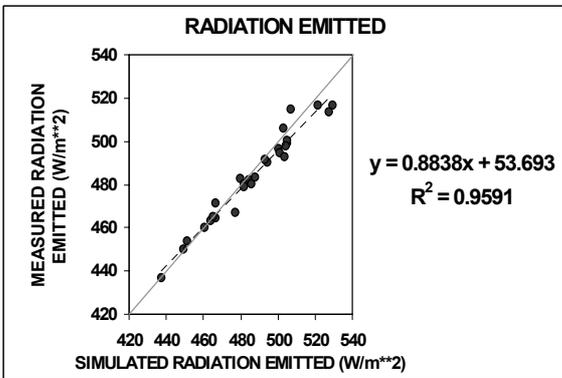
Fig. 5



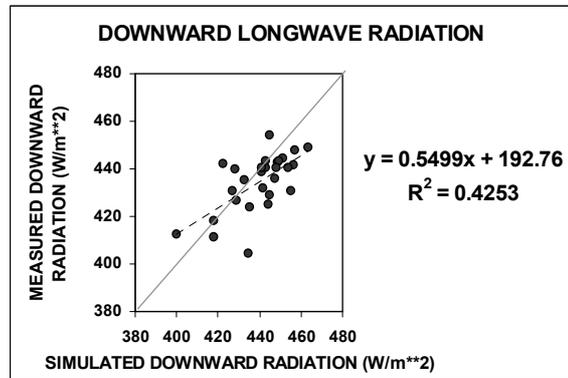
(a)



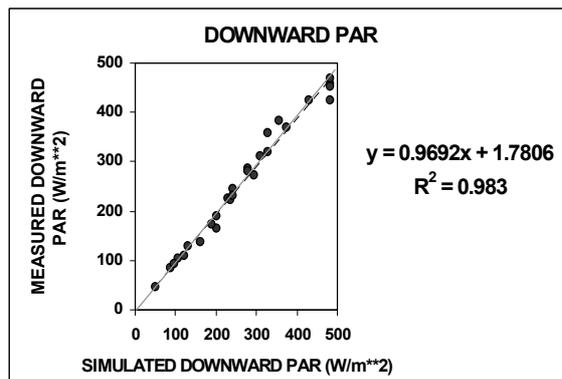
(b)



(c)

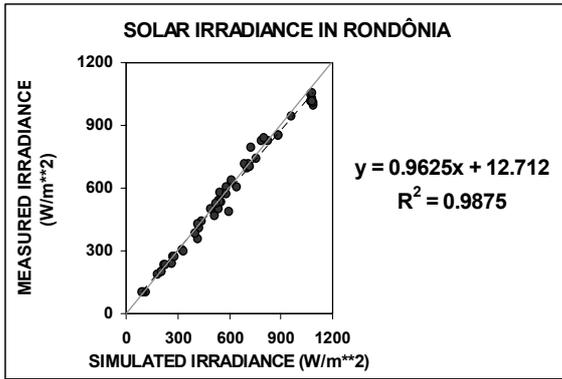


(d)

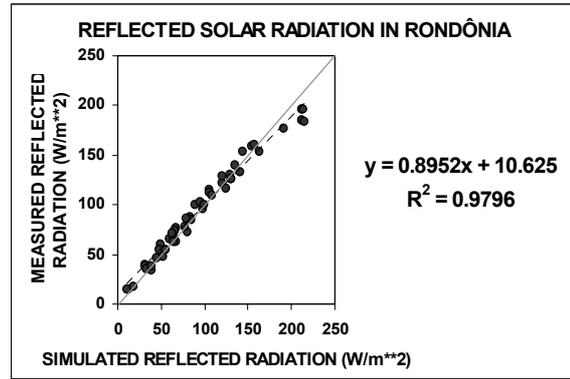


(e)

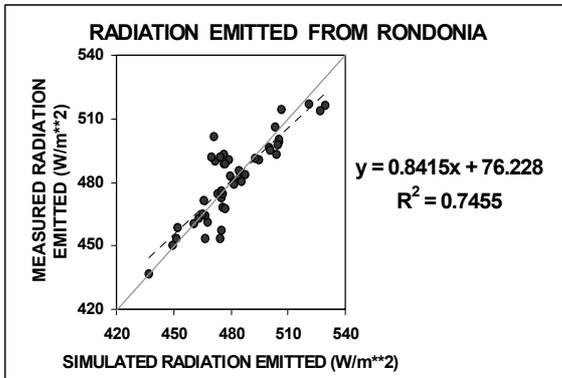
Fig. 6



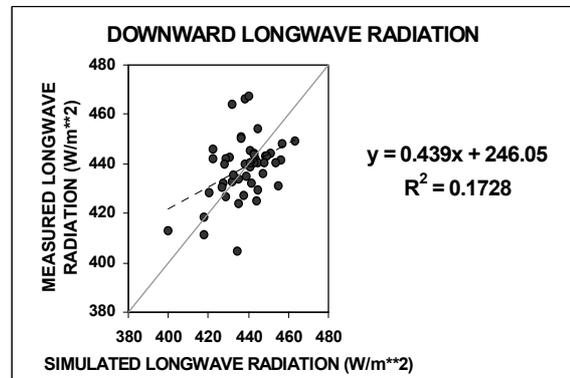
(a)



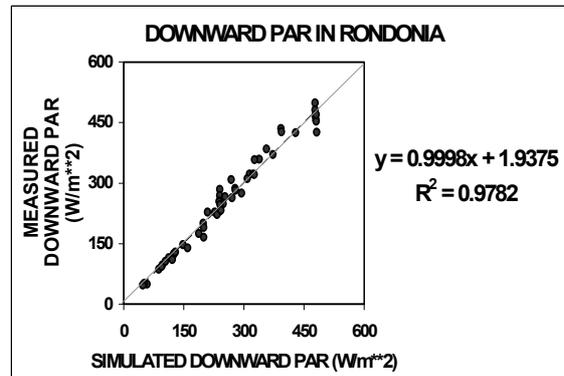
(b)



(c)



(d)



(e)

Fig. 7

