

SIMULAÇÃO DO IMPACTO CLIMÁTICO ZONAL ANUAL OCASIONADO PELO DESFLORESTAMENTO AMAZÔNICO E PELO AUMENTO DE CO₂

ELISABETE CARIA MORAES¹
SÉRGIO HENRIQUE FRANCHITO²
VADLAMUDI BRAHMANANDA RAO²

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
Caixa Postal 515 - 12201-970 - São José dos Campos - SP, Brasil

¹{bete}@ltid.inpe.br

²{fran, vbrao}@cptec.inpe.br

Abstract. Radiative transfer models were implemented in a coupled vegetation statistical-dynamical atmospheric model (MED), for simulating the annual zonal mean climate and anthropogenic climate impacts. In general, this model was able to simulate the present annual zonal mean climate, when compared with National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) reanalysis data. The observed impacts on the annual zonal mean continental climate due to deforestation are: reduction of the net radiation, increased of surface temperature, and decreased of precipitation. These results are in agreement with the global circulation models deforestation experiments. The greenhouse effects (doubling and quadruplicating of CO₂) regarding the deforestation experiments showed that surface parameters modifications influence the radiation budget and the energy partition. The highest/lowest change in air temperature/rainfall fields are obtained quadruplicating CO₂ in the deforestation experiment.

Keywords: atmospheric model, climate change, deforestation, greenhouse effects.

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.

Os modelos matemáticos que simulam o clima tentam representar o comportamento da atmosfera através da interação dos diversos elementos do sistema climático e para serem eficientes é necessário que tenham uma representação adequada dos processos de transferência radiativa (PTRs).

Como a vegetação desempenha um papel crucial na variação sazonal do ciclo hidrológico (Varejão-Silva et al., 1998) e na variação da concentração de CO₂ (IPCC2001), este estudo realiza a simulação numérica dos impactos climáticos ocasionados pelo desflorestamento amazônico e pelo aumento da concentração de CO₂ na atmosfera que são avaliados através de um modelo atmosférico estatístico-dinâmico de média zonal anual (MED) com vegetação acoplada e com uma parametrização sofisticada dos PTRs desenvolvido por Moraes (2002).

2. Modelo Estatístico-Dinâmico

Moraes (2002) incorporou ao MED global de Varejão-Silva et al. (1998), que apresenta um modelo de vegetação acoplada ao modelo atmosférico, os modelos de transferência radiativa (MTRs) 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 cômputo da transmitância atmosférica.

O modelo dinâmico médio zonal da atmosfera considera a atmosfera composta por duas camadas acima do dossel e uma camada de superfície. O globo terrestre é dividido em 18 cinturões de 10° de latitude. Este modelo dinâmico é baseado no modelo global de equações primitivas de Franchito e Rao (1992) e inclui as parametrizações de fricção, de turbilhões de larga escala, e de aquecimento diabático. Na parametrização do aquecimento diabático de Varejão-Silva et al. (1998) é considerado separadamente a fração de cinturão de latitude coberta por terra (solo exposto e vegetação) e a fração restante (oceanos, águas interiores, e gelo ou neve presentes no cinturão). Na parte do cinturão de latitude coberta por terra é considerado o efeito de vegetação segundo o modelo de biosfera Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme (BATS) desenvolvido por Dickinson et al. (1986). Este esquema representa os processos existentes entre a superfície e o solo, dando ênfase ao tratamento dos parâmetros morfológicos e biofísicos da vegetação que influenciam os fluxos de energia e a umidade da superfície. Para o restante do cinturão de latitude as parametrizações são similares às do esquema BATS, porém são considerados os efeitos dos outros tipos de superfície.

O cálculo dos balanços de energia e umidade do MED é realizado em diferentes domínios de acordo com a região do cinturão de latitude analisada. Na fração de superfície continental coberta por vegetação ou por solo exposto, também denominada fração de terra, assume-se a existência de 4 domínios, conforme mostrado na **Figura 1**. Estes domínios são constituídos 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 assumida 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).

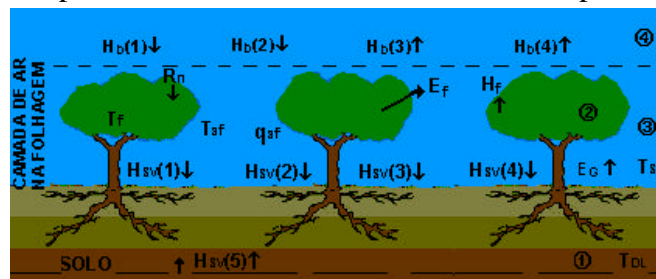


Figura 1 – Esquema do modelo de biosfera (adaptação: Varejão-Silva et al. (1998))

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, são considerados os vários tipos de vegetação coexistindo no mesmo cinturão de latitude. Para as demais áreas da superfície terrestre são desenvolvidas novas parametrizações dos fluxos de energia compatíveis com o modelo de vegetação.

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 são ponderados considerando-se como pesos as frações das respectivas áreas para cada tipo predominante de cobertura em cada cinturão de latitude.

As parametrizações das componentes dos fluxos de energia da superfície e da atmosfera são apresentados na **Tabela 1**.

Tabela 1 – Parametrização dos fluxos de energia médios zonais anuais na fração de superfície coberta por vegetação e solo exposto, e na fração restante do cinturão de latitude. Índices 3 a 5 correspondem, respectivamente, calor sensível, calor latente, e calor sub-superfície.

Na interface entre a superfície de terra e o ar acima dele		Na interface entre as demais superfícies e o ar acima dele	
$H_{sv}(3)\downarrow$	$-h(T_{sv} - T_{af})$	$-(r_a C_p \bar{C}_{DOG} \bar{V}_a)(\bar{T}_{so} - \bar{T}_{ao})$	
$H_{sv}(4)\downarrow$	$h L f_g (q_{af} - q_{gs})/C_p$	$-(r_a C_p C_{DOG} V_a L f_{go})(\bar{q}_{so} - \bar{q}_{ao})$	
$H_{sv}(5)\uparrow$	$-k_v(T_{sv} - T_{DL})$	$-\bar{k}_o(\bar{T}_{so} - \bar{T}_{DO})$	
No topo da camada de ar da folhagem		Fluxos atmosféricos sobre as superfícies Oceânica, gelo/neve e águas interiores	
$H_b(3)\uparrow$	$(C_D/C_{DB}) [b_2(T_{af} - T_2) + c_2]$	$(\bar{C}_D/C_{DO}) [b_2(\bar{T}_{ao} - \bar{T}_2) + c_2]$	
$H_b(4)\uparrow$	$w[e_2 H_b(3) + f_2]$	$\left\{ \begin{array}{l} \bar{w} \{ e_2 [\bar{H}_{so}(3)\uparrow] + f_2 \} - L(a_4 \mathbf{v} + a_{44}), \\ \text{se } \mathbf{f} < 70 \cdot N(S) \\ \bar{w} \{ e_2 [\bar{H}_{so}(3)\uparrow] + f_2 \} + g_c(N - \bar{N}), \\ \text{se } \mathbf{f} > 70 \cdot N(S) \end{array} \right.$	

As parametrizações das componentes dos fluxos de radiação solar e termal da superfície e da atmosfera para cada tipo de superfície terrestre são obtidas através das metodologias de Chou e Suarez (1999) e Chou e Suarez (1994).

As estimativas dos fluxos de radiação solar e termal são realizadas através da modelagem dos processos físicos de transferência radiativa considerando-se a atmosfera plano-paralela composta por 20 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.

Nos processos físicos de transferência da radiação solar Chou e Suarez (1999) 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 modelo os processos de interação são tratados agrupando em regiões espectrais as propriedades similares de absorção dos gases atmosféricos. Em consequência o espectro solar é dividido em sete bandas na região do espectro ultravioleta, em uma banda no espectro visível, e em três bandas no espectro infravermelho, sendo cada banda do espectro infravermelho composta por 10 sub-bandas. As propriedades de espalhamento e absorção são tratadas individualmente dentro de cada banda. 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 a transmissividade das nuvens e dos aerossóis em cada camada atmosférica calculadas através da aproximação δ -Eddington definida por Joseph et al. (1976).

Os fluxos na superfície são obtidos através da integração de todas as camadas dos fluxos ponderados pelas suas coberturas de nuvens nas 38 bandas espectrais.

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

sendo p 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, respectivamente, à região do espectro solar nas faixas ultravioleta (UV) e visível (região da radiação fotossinteticamente ativa, PAR), e na faixa do infravermelho (IR). Estes fluxos de radiação solar ascendente (\uparrow) e descendente (\downarrow) são representados matematicamente por:

$$F_{UV+PAR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left(\sum_{i=1}^8 \zeta_i F_{uv+par,i,j}(p) \right) \quad \text{e} \quad F_{IR}(p) = \sum_{j=1}^N A_j \left(\sum_{i=9}^{38} \zeta_i F_{IR,i,j}(p) \right)$$

onde A_j é a cobertura fracional de nuvens da j -ésima camada da atmosfera, i corresponde às bandas do espectro solar, ζ_i é o fluxo de radiação solar incidente no topo da atmosfera correspondente a cada uma das bandas do espectro solar.

Nos processos físicos de transferência da radiação termal, Chou e Suarez (1994) consideram 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 parametrização da função de transferência também é simplificada ao se considerar o modelo de banda. 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, sendo o espectro termal dividido em 10 bandas espectrais.

Os fluxos de radiação na superfície são obtidos através da integração dos fluxos em todas as bandas consideradas e em camadas atmosféricas:

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

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.

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

$$F^{\downarrow}(p) = \sum_1^{nbanda} F_i^{\downarrow}(p) = \sum_1^{nbanda} \int_0^p B_i(T') \frac{\partial \tau_i^*(p, p')}{\partial p'} dp'$$

sendo que o índice i representa a banda espectral, $nband$ é o número total de bandas tratadas no espectro termal, $B_i(T)$ é o fluxo espectral de Planck emitido pela camada à temperatura T e pela superfície ($T=T_s$), e τ_i^* é a transmitância do fluxo de uma camada com nebulosidade.

Os saldos de radiação solar e termal na superfície são denominados por $H_{sv}(1;2)\downarrow$, e na camada de ar adjacente à superfície ou ao dossel são denominados por $H_b(1;2)\downarrow$.

3. Validação do Clima Presente

Os diversos tipos de superfície existentes em cada cinturão de latitude são avaliados segundo as características definidas no BATS e as suas emissividades espectrais são obtidas de Wilber et al (1999). Os perfis verticais de temperatura, de umidade específica e de razão de mistura do ozônio são baseados nas propriedades óticas da atmosfera definidas por McClatchey et al. (1972), sendo que da superfície até o nível de 750hPa é suposto que o perfil de temperatura varia de acordo com a taxa de variação da temperatura virtual média de uma atmosfera adiabática úmida (6,7K/km). A formulação para a umidade específica, a fração de cobertura

de nuvens e as alturas da base e do topo das nuvens segue a mesma metodologia utilizada por Varejão et al. (1998). As concentrações médias globais anuais dos gases-estufa são obtidas do IPCC (2001). A espessura ótica de nuvens é obtida considerando-se como valores médios zonais anuais os valores zonais climatológicos da espessura ótica de nuvens obtidos através de imagens de satélites por Hahn et al. (2001). As propriedades físicas dos aerossóis troposféricos são extraídas dos valores médios anuais simulados pelo modelo SI99 do GISS/NASA para o ano de 1990 (<http://www.giss.nasa.gov/data/si99/>).

Os saldos de radiação armazenados na atmosfera simulados pelos MTRs são repartidos para as duas camadas que compõem o MED.

A **Tabela 2** apresenta os coeficientes de determinação obtidos através da comparação realizada entre os valores médios zonais anuais dos saldos de radiação solar, termal e global simulados com o MED, e os respectivos dados de verdade-terrestre. São considerados como de superfície os dados apresentados por Ou et al (1989) e como planetários os dados de Campbell e Vonder Haar (1980). Em todos os casos verifica-se que o MED representa bem todas as grandezas radiométricas, visto que apresentam coeficientes de determinação superiores a 0,89.

A **Figura 2** apresenta a comparação realizada entre as simulações do MED das variáveis meteorológicas médias zonais médias anuais, que caracterizam o clima presente e os dados provenientes da reanálise do NCEP/NCAR, considerados como verdade-terrestre.

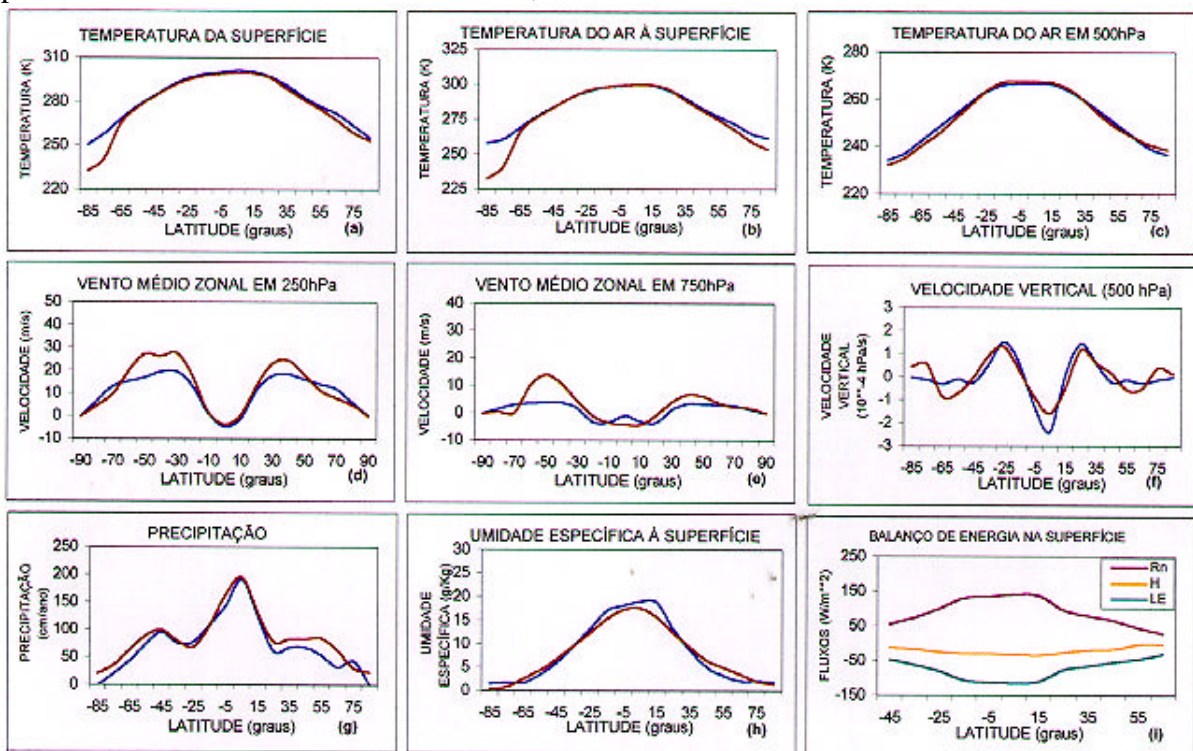


Figura 2 – Simulação das características médias zonais anuais (em azul) de: a) temperatura da superfície (T_s); b) temperatura do ar à superfície (T_a); c) temperatura do ar na superfície isobárica de 500hPa ; d) e e) vento médio zonal nas superfícies isobáricas de 250hPa e de 750hPa, respectivamente; f) velocidade vertical na superfície isobárica de 500hPa; g) precipitação (P); h) umidade específica do ar próximo à superfície; e i) saldo de radiação (R_n), fluxos de calor sensível (H) e calor latente (LE) na superfície continental. Dados de verdade-terrestre estão em marrom.

Verifica-se, através da **Figura 2**, uma boa concordância das simulações do clima presente, exceto para as temperaturas de superfície e do ar próximo da superfície para a região do pólo sul, onde observa-se uma superestimativa de aproximadamente 8%, e para o vento

médio zonal nas isóbaras de 750hPa nas latitudes médias do Hemisfério Sul. O MED foi capaz de reproduzir bem os ventos de leste na região tropical e a posição dos ventos de oeste (jatos) nas latitudes médias (**Figura 2d**); a circulação tri-celular (**Figura 2f**); e as máximas taxas de precipitação observadas no equador e nas latitudes médias (**Figura 2g**). A **Figura 2i** comprova que a máxima liberação de calor latente é verificada na região equatorial.

Tabela 2 – Comparação estatística realizada entre as médias zonais anuais das grandezas radiométricas simuladas com o MED e os respectivos dados de verdade-terrestre.

GRANDEZAS RADIOMÉTRICAS		COEFICIENTE DE DETERMINAÇÃO
SUPERFÍCIE	Radiação Solar Absorvida	0,99
	Radiação Termal Perdida	0,89
	Balanco de Radiação	0,98
PLANETÁRIA	Radiação Solar Absorvida	0,99
	Radiação Termal Perdida	0,97
	Balanco de Radiação	0,98

De forma geral o MED consegue reproduzir bem as características médias zonais anuais do clima presente. O tratamento detalhado dos PTRs deste MED e sua boa representação do clima presente possibilita a 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.

4. Experimento de Sensibilidade do Clima

O crescente desflorestamento na região tropical tem preocupado a comunidade científica no que diz respeito ao impacto climático. Muitos experimentos têm sido conduzidos para averiguar as conseqüências climáticas ocasionadas pela remoção da Floresta Amazônica. 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 2001).

No estudo de sensibilidade ao desflorestamento as alterações são realizadas somente para a região continental na área compreendida entre 10° N e 20° S. Neste experimento as alterações consistem na substituição dos parâmetros de superfície para a Floresta Amazônica (floresta perenifólia), pelos parâmetros de superfície que caracterizam a pastagem (gramínea baixa), ambos definidos pelo BATS. Todos os parâmetros de superfície são ponderados pela fração de terra coberta por este tipo de vegetação. Nestas alterações assume-se um aumento do albedo da superfície e uma diminuição do comprimento de rugosidade da vegetação.

A **Tabela 3** apresenta os impactos climáticos ocasionados pela substituição da Floresta Amazônica por pastagem, simulados pelo MED e por modelos de circulação geral (MCGs). Os impactos são representados pelos desvios observados entre as simulações de desflorestamento e as simulações do clima atual. Os resultados do MED 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. Verifica-se que o desflorestamento provoca aumento nas temperaturas, o que pode ser explicado pela redução na evaporação e na precipitação, cujo efeito supera a tendência de resfriamento devido à redução do albedo. Os maiores impactos ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5° S, região onde se concentra a maior área da Floresta Amazônica.

Embora os MCGs apresentem uma resolução muito mais alta do que o MED, e seus resultados sejam representativos somente da região que compreende a Floresta Amazônica, as simulações do MED, que são representativas do cinturão de latitude continental centrado em

5°S e 5°N, são coerentes com as simulações dos MCGs de Dickinson e Kennedy (1992) e de Sud et al (1996), que utilizaram, respectivamente, o modelo de biosfera BATS e o modelo Simple Biosphere (SiB).

Tabela 3 - Efeito climático do desflorestamento da Floresta Amazônica (área continental entre 10° S e 10° N. Os desvios estão em verde e as simulações do clima presente em azul).

Modelo de Circulação Geral	Superfície	Reflectância (PAR/IV) (%)	Rn (Wm ⁻²)	H (Wm ⁻²)	LE (Wm ⁻²)	Ts (°C)	Ta (°C)	P (cm/ano)	E (cm/ano)	
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	
Sud et al. (1996)	SiB	11,8/12,4	145,8	56,8	88,5	24,1	24,06	181,7	111,2	
			-4,7	+2,3	-7	+0,8	+0,7	-6,1	-8,8	
MED	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
	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	
5° N										

Os impactos verificados nos experimentos de sensibilidade do clima ao aumento da concentração de CO₂ (duplicação e quadruplicação da concentração atual que é de 360ppmv), conjugado com o efeito do desflorestamento para a região continental do cinturão de latitude que compreende a Floresta Amazônica, são apresentados na **Figura 3**. Estes impactos também são apresentados em termos dos desvios existentes entre a simulação do experimento de sensibilidade e a respectiva simulação do clima presente.

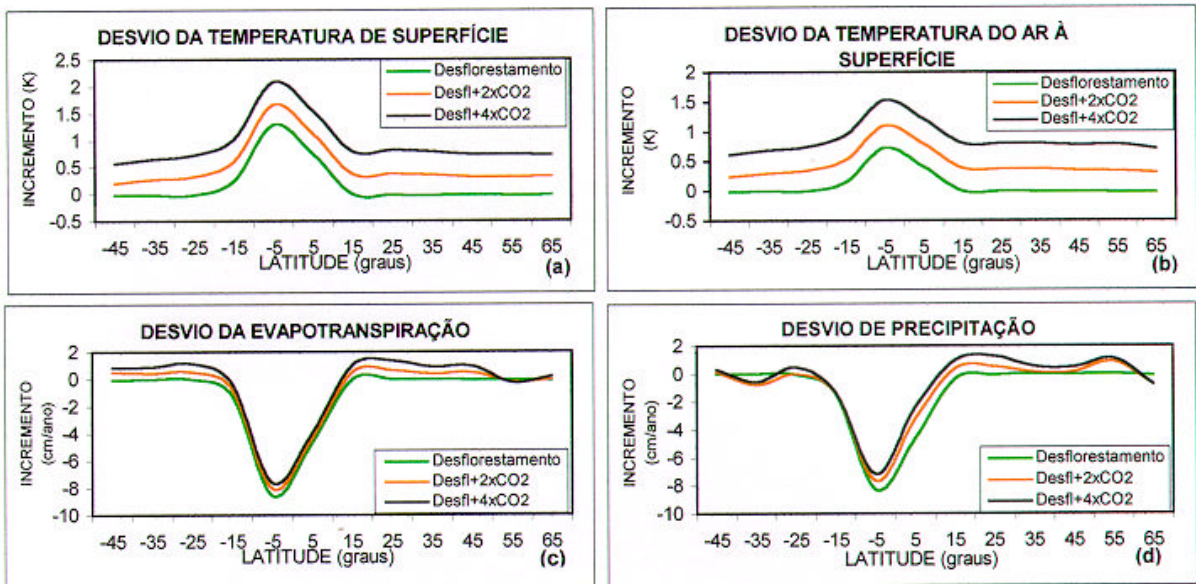


Figura 3 – Desvios médios zonais anuais obtidos com o experimento de desflorestamento e desflorestamento conjugado com duplicação e com quadruplicação da concentração de CO₂ aplicados para região continental para: a) temperatura da superfície; b) temperatura do ar à superfície; c) evapotranspiração; e d) precipitação.

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. A ação antropogênica do CO₂, 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 aquecimento do planeta. Isto se deve ao aumento do fluxo de radiação termal emitido pela atmosfera em direção à superfície. No estudo do efeito do desflorestamento em conjunção com o aumento de CO₂ na atmosfera

verifica-se que os maiores impactos ocorrem no experimento de quadruplicação da concentração de CO₂, o qual provoca um maior aquecimento na região desflorestada (2,1°C) e uma maior amenização na redução da precipitação (-7,11cm/ano) no cinturão de latitude centrado em 5° S, cujos efeitos equivalem, respectivamente, a 60% e a 13,4% dos impactos ocasionados pelo efeito de desflorestamento.

5. Conclusões

Este MED mostra-se útil no estudo das influências antropogênicas sobre o clima, pois possibilita estudar os impactos climáticos ocasionados pelo desflorestamento e pelo aumento da concentração de CO₂ na atmosfera. Verifica-se que os maiores impactos causados por estes experimentos ocorrem no cinturão de latitude centrado em 5° S, região onde se concentra a maior área da floresta tropical perenifólia da América do Sul.

A simulação do desflorestamento evidencia a ocorrência de aquecimento da superfície, e as reduções na evaporação e precipitação. O aumento das concentrações de CO₂ na atmosfera conjugado com o efeito do desflorestamento intensifica dos desvios positivos (temperaturas) e reduz os desvios negativos (evaporação e precipitação), sendo estas intensidades proporcionais ao aumento de CO₂.

Referências

- 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° 323. Dept. Atmos. Sci.).
- Chou, M.-D.; Suarez, M. J. An efficient thermal infrared radiation parameterization for use in CGMs. TR on Global Modeling and Data Assimilation. Greenbelt: GSFC/NASA, 1994, v. 3, 102p. (NASA/TM-1994-104606).
- Chou, M.-D.; Suarez, M. J. A solar radiation parameterization for atmosphere studies (CLIRAD-SW). TR on Global Modeling and Data Assimilation. Greenbelt: GSFC/NASA, 1999, v. 15, 42 p. (NASA/TM-1999-10460).
- Dickinson, R. E.; Henderson-Sellers, A.; Kennedy, P. J.; Wilson, M. F. Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR community climate model. Boulder: NCAR, 1986, 100p. (NCAR tec. Note 275+STR.)
- Dickinson, R. E.; Kennedy, P. Impacts on regional climate of Amazon deforestation. Geophysical Research Letters, v. 19, n. 19, p. 1947-1950, Oct. 1992.
- Franchito, S. H.; Rao, V. B. Climate change due to land surface alterations. Climate Change, v. 22, n. 1, p.1-34, Set. 1992.
- 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.
- Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC 2001). Climate change 2001: the scientific basis. Cambridge, U.K: Cambridge University Press, 2001. 881 p.
- 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).
- Moraes, E.C. Parameterização dos processos radiativos em modelos climáticos simples. São José dos Campos. 289p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Fev. 2002. (no prelo).
- 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.
- 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, p. 7095-7109, 1996.
- Varejão-Silva, M. A. Modelagem estatístico-dinâmico de média zonal incluindo parametrização explícita da vegetação. SJC. 156 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - INPE, 1996. (INPE-6713-TDI/629).
- 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.