

IMPACTOS CLIMÁTICOS DO DESMATAMENTO DA AMAZÔNIA

Carlos Nobre
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
Instituto de Pesquisas Espaciais

J. Shukla e Piers Sellers
Center for Ocean-Land-Atmosphere Interactions
Department of Meteorology, University of Maryland
College Park, MD 20742 USA

RESUMO

Utilizou-se um modelo numérico acoplado da atmosfera global e biosfera para avaliar os efeitos do desmatamento na Amazônia no clima global e regional. Encontrou-se que, quando a floresta tropical foi substituída por pastagem degradada no modelo, houve um significativo aumento na temperatura à superfície e uma substancial diminuição na evapotranspiração e precipitação, além de decréscimo no escoamento superficial (runoff). Houve também um aumento na duração da estação seca, o que poderia ter sérias implicações para o restabelecimento da floresta tropical nas áreas desmatadas.

Notou-se também algumas mudanças na circulação global devido ao desmatamento na Amazônia, especialmente sobre a América do Norte. Entretanto, a variabilidade climática natural sobre as latitudes médias do Hemisfério Norte é bastante pronunciada mesmo sem perturbações externas, de tal modo que não se pode, atualmente, afirmar com confiança que tais mudanças poderiam advir do desmatamento na Amazônia.

ABSTRACT

We have used a coupled numerical model of the global atmosphere and biosphere to assess the effects of Amazon deforestation on the regional and global climate. We found that if the tropical rainforests were replaced by degraded grass (pasture) in the model, there was a significant increase in surface temperature and decrease in evapotranspiration, precipitation, and runoff. There was also an increase in the length of the dry season which can have serious implications for the re-establishment of the tropical rainforests in the cleared area.

We have also noted some changes in the global circulation due to Amazonia deforestation, especially over North America; however, the natural climatic fluctuations over the northern midlatitudes are so large even without any external perturbations, that we cannot state with any confidence at this time that they are due to Amazon deforestation.

1. Introdução

Por muito tempo a visão tradicional foi a de que a distribuição global da vegetação é determinada, em grande medida, por fatores climáticos locais, especialmente precipitação e radiação. Eventualmente tal visão teve que ser modificada quando uma grande quantidade de resultados de experimentos de simulação numérica com modelos complexos da atmosfera mostraram que a presença ou ausência da vegetação pode influenciar o clima local (1,2,3). Acredita-se, hoje em dia,

que o clima corrente e a vegetação coexistem num equilíbrio dinâmico que pode ser alterado através de perturbações de grande magnitude em qualquer um dos dois componentes.

Nesse contexto, é natural se perguntar sobre as conseqüências da remoção das florestas tropicais. Até recentemente era difícil estimar quantitativamente mudanças na temperatura, circulação e precipitação, devido à mudanças nas características da superfície terrestre sólida, porque o clima de equilíbrio é determinado por complexas

interações entre os processos dinâmicos na atmosfera e processos termodinâmicos na interface da superfície terrestre com a atmosfera. Somente recentemente modelos realísticos da biosfera foram desenvolvidos e acoplados com modelos realísticos da atmosfera global (4,5). Este trabalho descreve um estudo no qual um modelo global de alta resolução da atmosfera (6) foi acoplado com um modelo da biosfera (5,7).

2. Desmatamento na Amazônia

As estimativas das taxas de desmatamento atuais na porção brasileira da Amazônia variam de 25.000 km² a 50.000 km² por ano (8,9,10,11). Se o desmatamento continuar a estas altas taxas, a maior parte das florestas tropicais da Amazônia terá desaparecido num horizonte de 50 a 100 anos. Tipicamente, enormes extensões de florestas são desmatadas e dão lugar à pastagens para pecuária extensiva e para agricultura de subsistência praticada por dezenas de milhares de novos colonos que chegam à Amazônia todos os anos.

Neste estudo, estamos assumindo que a cobertura florestal mostrada na Figura 1 é substituída por pastagem degradada. A partir das modificações nas características do solo observadas em áreas desmatadas existentes (12,13), também assumimos que os solos nas áreas desmatadas se desagregaram, resultando numa grande diminuição da condutividade hidráulica (menores taxas de infiltração) e na capacidade de retenção d'água nas porções superiores do perfil do solo.

Um importante aspecto que deve ser reconhecido é que a remoção da floresta Amazônica teria um tremendo impacto na diversidade biológica e na química atmosférica. A Bacia Amazônica abriga em torno da metade de todas as espécies existentes no planeta e a intensidade e

complexidade da interações planta-animal e a pobreza de nutrientes dos solos fazem com que esta região seja extremamente vulnerável a perturbações externas. Analogamente, a Amazônia é atualmente um importante sumidouro natural de ozônio e desempenha um papel importante na química global da troposfera. As queimadas que se seguem à derrubada da floresta produzem grandes quantidades de dióxido de carbono (14), ozônio e outros gases. Entretanto, este estudo trata tão somente da avaliação dos efeitos climáticos do desmatamento.

3. O modelo

Utilizamos um modelo de alta resolução da circulação atmosférica global (6) que descreve e prevê as variáveis atmosféricas de temperatura, pressão, vento e humidade em 18 diferentes níveis entre a superfície e 30 km de altura. A resolução horizontal do modelo em cada nível corresponde a aproximadamente 1,8 graus de latitude e 2,8 graus de longitude. A topografia de grande escala e a temperaturas da superfície do mar (TSM) são prescritas, mas os campos globais de TSM variam de acordo com o ciclo anual observado. O modelo explicitamente trata o ciclo diurno e calcula precipitação convectiva e precipitação por saturação de grande escala. Para os cálculos radiativos, o modelo utiliza uma cobertura de nuvens zonalmente simétrica que é prescrita ao invés de nuvens geradas pelo próprio modelo. A distribuição global de vegetação em cada ponto de grade é definida como uma entre os 12 tipos de vegetação e cada tipo de vegetação é definido por um conjunto de parâmetros morfológicos, físicos e fisiológicos. O solo no modelo consiste de 3 camadas, uma camada bem rasa no topo, uma zona de raízes e uma zona de recarga hidráulica. O modelo da biosfera (5,7) utiliza a velocidade do vento, temperatura e umidade do ar, fluxo radiativo incidente e precipitação provenientes do modelo

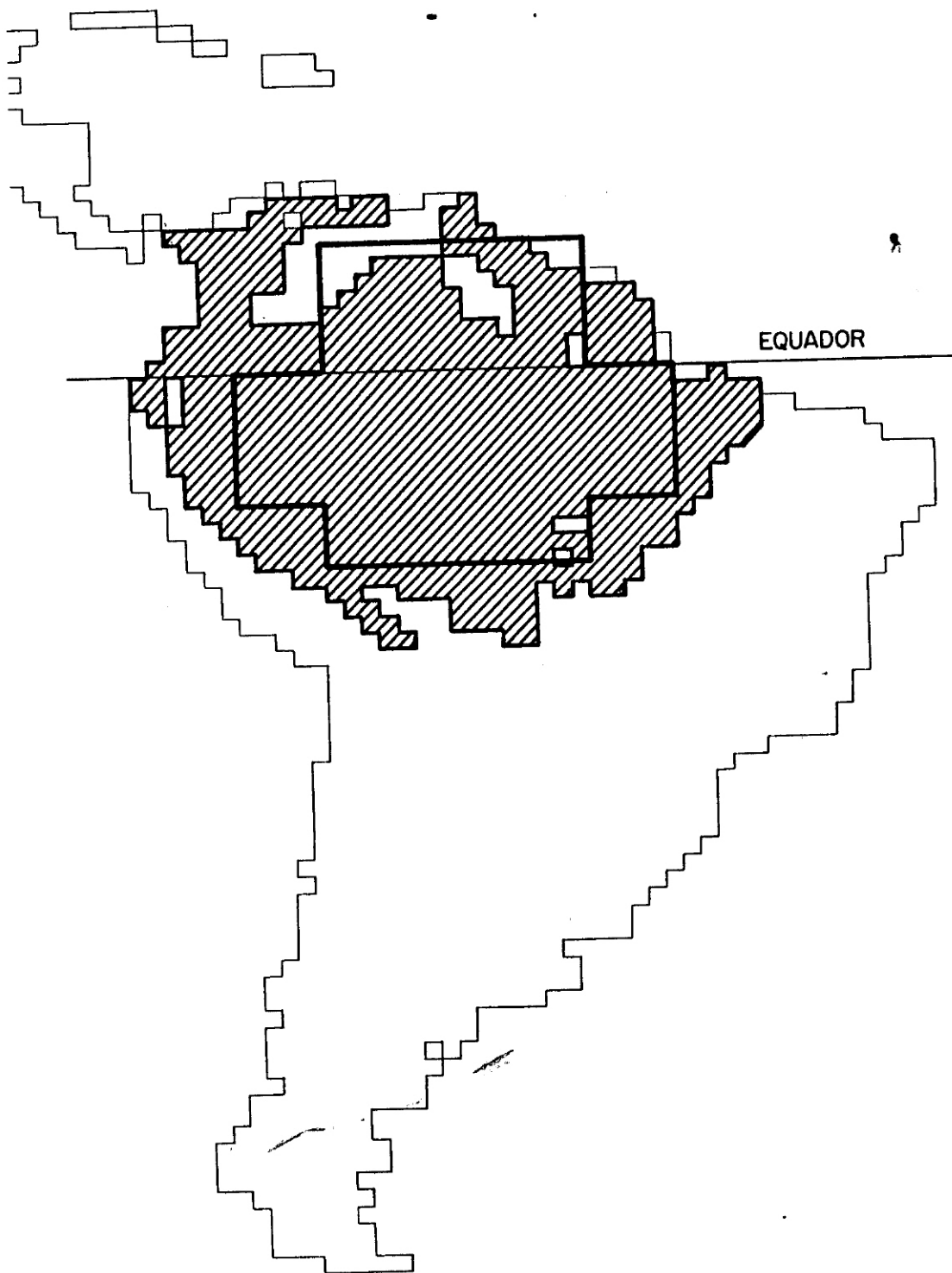


Fig. 1 Região da América do Sul. Áreas hachuradas mostram as áreas de florestas tropicais no modelo (Bacias do rios Amazonas e Orinoco). A área marcada dentro da região de estudo indica a área utilizada nas médias espaciais das Figs. 3, 4 e 5, e Tabelas 1 e 2.

atmosférico e prevê as temperaturas do dossel da vegetação, do solo e do solo profundo, a água líquida armazenada na vegetação do dossel e na vegetação próxima ao solo, as frações de umidade (umidade/umidade de saturação) da camada rasa próxima à superfície, da zona de raízes e da zona de recarga. escoamento superficial (runoff), umidade do solo e os fluxos de calor sensível e latente da superfície são calculados como saída diagnóstica do modelo.

Vale a pena enfatizar que experimentos realísticos sobre desmatamento de florestas tropicais até recentemente não poderiam ser realizados, uma vez que somente nos últimos cinco anos modelos adequados da biosfera terrestre foram desenvolvidos (6,7).

4. O experimento

Inicialmente integrou-se o modelo acoplado atmosfera-biosfera pelo período de um ano com as condições de contorno climatológica globais prescritas e nas quais a região Amazônica (Fig. 1) é recoberta por florestas tropicais. Vamos nos referir a esta integração como *caso de controle*. Repetimos, a seguir, a integração novamente por um ano e na qual todas as condições de contorno climatológicas globais permaneceram iguais, exceto sobre a Amazônia, onde as florestas tropicais foram substituídas por pastagem degradada (gramínea). Efetivamente, isto implicou na mudança do albedo de superfície (aumento), rugosidade da superfície (decréscimo), capacidade de retenção da umidade do solo (decréscimo) e, portanto, da taxa de evaporação (decréscimo). Vamos nos referir a esta integração como *caso com desmatamento*.

As integrações do modelo foram iniciadas a partir de um estado atmosférico às 12 TMG do dia 15/dezembro/1986 e as integrações foram realizadas por 12,5 meses. Apresentaremos os resultados em termos de médias de 12 meses (1/janeiro a

31/dezembro) após desprezar as duas primeiras semanas da integração do modelo. Também mostraremos o ciclo anual de temperatura, precipitação e evapotranspiração em termos de médias mensais.

5. Resultados

A Figura 2 mostra as diferenças anuais médias entre os casos com desmatamento e de controle (desmatamento menos controle) para a temperatura próximo à superfície, precipitação e os fluxos de calor latente (evapotranspiração) e calor sensível da superfície. Pode ser visto que as temperaturas próximas à superfície estão mais quentes de 1 a 3 C. O aquecimento relativo da superfície terrestre desmatada e do ar imediatamente acima é consistente com reduções na evapotranspiração e no fluxo de calor latente na medida que uma maior fração da energia radiativa é disponível para aquecer a superfície terrestre e o ar acima. Este resultado está em concordância com experimentos anteriores de desmatamento (15,16) e observações (17) para a floresta tropical da Nigéria, onde observou-se que áreas desmatadas apresentavam temperaturas mais altas.

O aumento de temperatura simulado pelo modelo para o caso com desmatamento pode ser melhor entendido através do exame do balanço de energia à superfície para os dois casos e suas diferenças (Tabela 1), apresentado como média espacial para a área indicada na Figura 1. Pode ser visto que a radiação solar absorvida à superfície é menor no caso com desmatamento (186 Watts/m²) comparado ao caso de controle (204 Watt/m²). Isto é claramente devido ao maior albedo (21,6%) calculado para a pastagem no caso com desmatamento em comparação com o menor valor para floresta (12,5%) para o caso de controle.

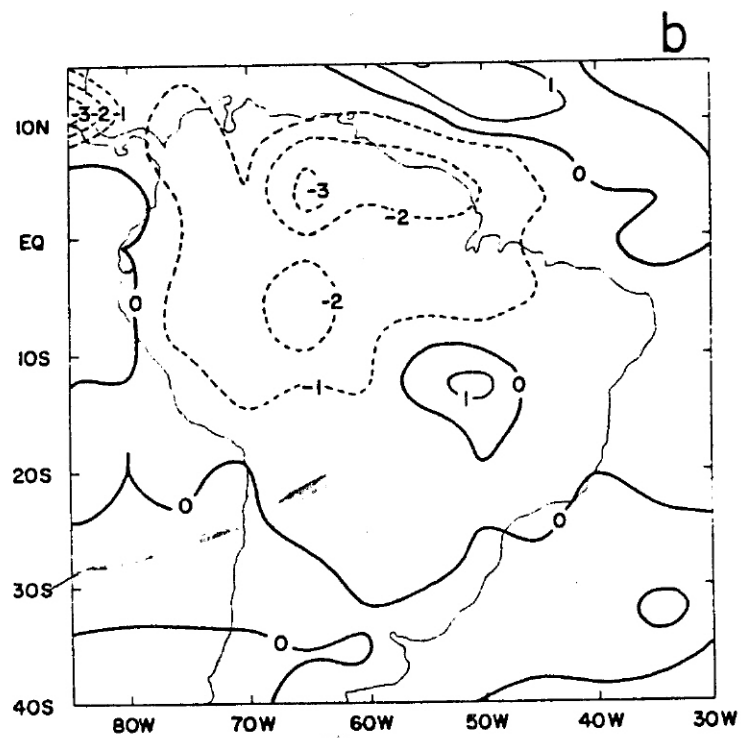
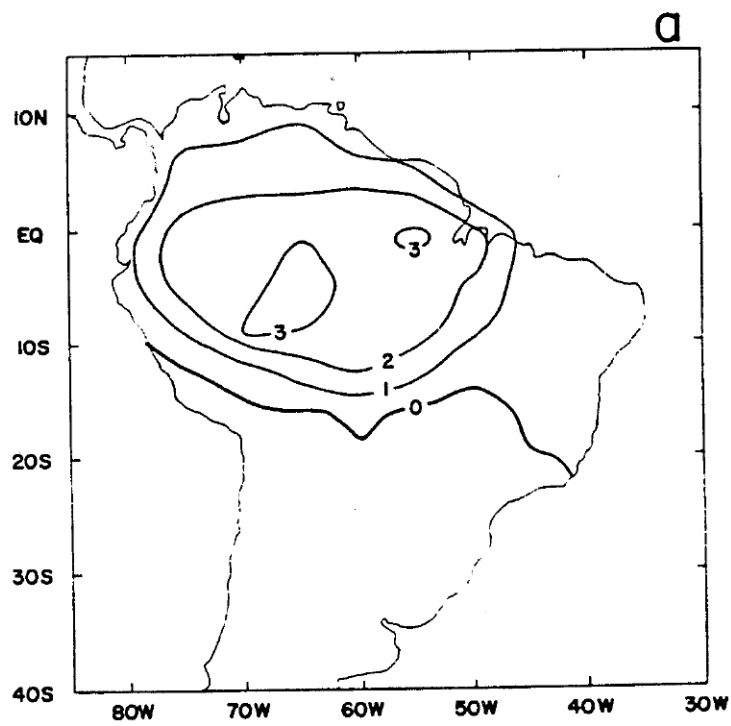


Fig. 2 - Diferenças para médias de 12 meses (Jan-Dez 1987) entre as simulações com pastagem e com floresta (pastagem - floresta) para o setor da América do Sul: a) Temperatura à superfície em C; b) Precipitação total em mm/dia; c) Fluxo de calor latente da superfície em W/m^2 ; e d) Fluxo de calor sensível da superfície em W/m^2 . (Continua)

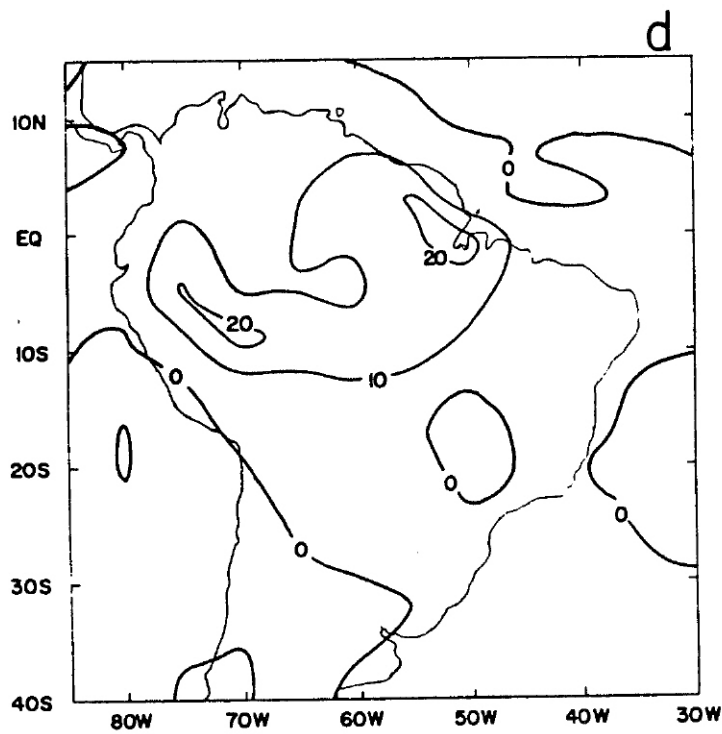
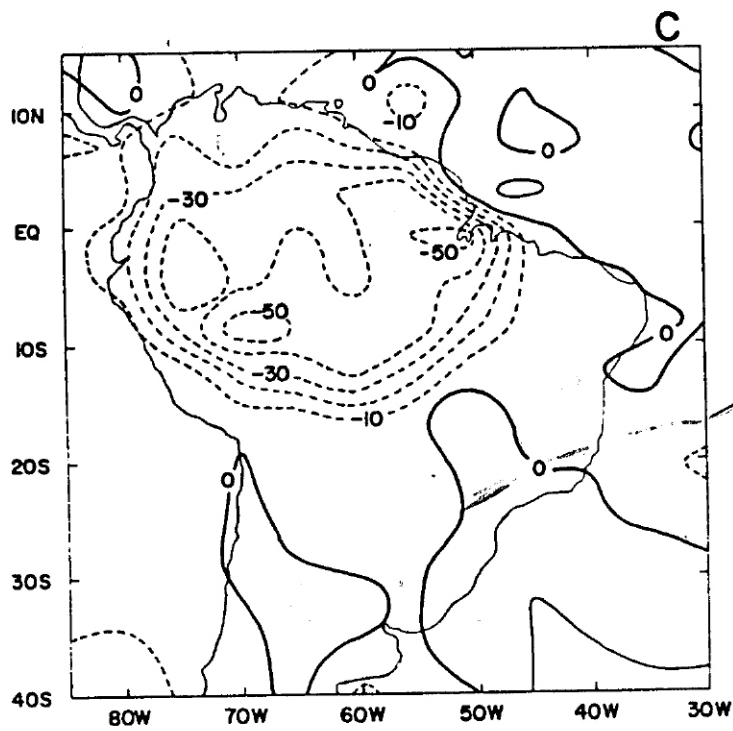


Fig. 2 - Conclusão

TABELA 1

BALANÇO ANUAL DE ENERGIA À SUPERFÍCIE
MÉDIA DE 12 MESES (JAN-DEZ 1987)

	S	(1-a)S	L _n	R _n	E _T	E _I	E	H	G	B	a
Floresta	233	204	-32	172	91	37	128	44	0	0.34	12.5
Pastagem	237	186	-40	146	64	26	90	56	0	0.62	21.6

S = insolação; a = albedo; L_n = saldo de radiação de onda-longa para cima;
R_n = energia radiativa disponível; E_T = transpiração + evaporação do solo;
E_I = perda por interceptação; E = evapotranspiration = E_T + E_I;
H = calor sensível; G = fluxo de calor para o solo; B = razão de Bowen = H/E

TABELA 2

BALANÇO ANUAL DE ÁGUA
MÉDIA DE 12 MESES (JAN-DEZ 1987)

	P	E	(E-P)	E/P	AP
Floresta	2465	1660	-805	0,67	37,7
Pastagem	1820	1160	-660	0,63	35,4
Diferença (Past. - Floresta)	-645	-500	+145	-0,04	-2,3
Variação em %	-26,2	-30,0	-18,0	-5,9	-6,1

P = precipitação total; E = evapotranspiração; AP = água precipitável

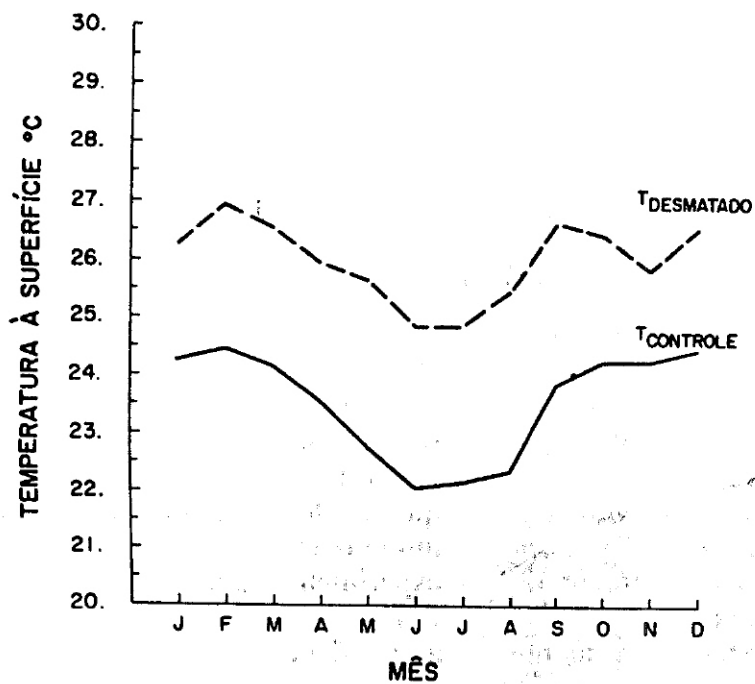


Fig. 3 - Distribuição mensal (Janeiro a Dezembro 1987) da média espacial da temperatura à superfície em C para a simulação com floresta (linha cheia) e para a simulação com pastagem (linha tracejada). Médias para a área indicada

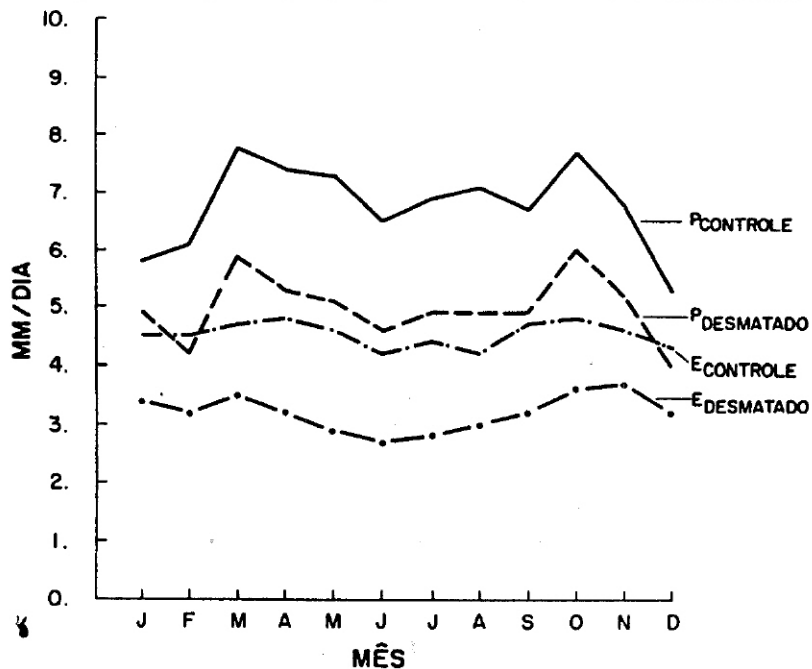


Fig. 4 - Idem à Fig. 3 mas para a precipitação total na simulação com floresta (P_{controle}) e simulação com pastagem (P_{desmatado}), e para evapotranspiração na simulação com floresta (E_{controle}) e na simulação com pastagem (E_{desmatado}). Unidade: mm/dia.

A mais alta temperatura à superfície no caso com desmatamento dá origem a maior perda de radiação de onda longa (radiação térmica) pela superfície quando comparada ao caso de controle. Conseqüentemente, a quantidade de energia radiativa disponível à superfície é consideravelmente menor para a partição em fluxo de calor sensível e calor latente no caso com desmatamento. Além disso, a reduzida capacidade de armazenar umidade no solo produz o efeito de diminuir a taxa de transpiração média; a perda por interceptação (água de chuva que é interceptada pela vegetação e evaporada) é menor também para o caso com desmatamento, já que a rugosidade da superfície e a capacidade de retenção d'água na vegetação da pastagem são relativamente pequenas.

Os totais anuais calculados de evapotranspiração e precipitação são reduzidos de 500 mm e 645 mm, respectivamente. A redução em precipitação (de 2465 mm anuais para 1820 mm) é maior do que a diminuição na precipitação, o que sugere que as modificações na circulação atmosférica agem no sentido de reduzir a convergência dos fluxos de vapor d'água na região. Este resultado não poderia ter sido antecipado se não fosse utilizado um modelo dinâmico da circulação atmosférica. Maiores temperaturas do solo e do ar próximo à superfície produzem um certo aumento no fluxo de calor sensível (entre 10 a 20 Watt/m², Fig. 2d), no entanto, mesmo este aumento no aquecimento do ar próximo à superfície não é suficiente para produzir aumento na convergência do ar (e do vapor d'água) na região.

Como a evapotranspiração da floresta é uma das mais importantes fontes de vapor d'água para precipitação sobre a Amazônia (18,19), é natural se pensar que uma redução na evapotranspiração resulte numa diminuição da precipitação. Entretanto, isto não pode ser garantido para um sistema

atmosfera-biosfera complexo no qual processos dinâmicos e processos que envolvem a substância água encontram-se em contínua interação. Por exemplo, não pode ser excluída, *a priori*, a possibilidade que uma redução na evapotranspiração não poderia ser compensada por um aumento na convergência do fluxo de vapor d'água. Os resultados desta simulação mostram claramente que este não é o caso para a Amazônia e que, na realidade, há um decréscimo adicional na convergência de vapor d'água de grande escala. A questão de que se este resultado é ou não dependente do modelo somente pode ser resolvida com experimentos adicionais com este modelo e com outros modelos do sistema atmosfera-biosfera.

As Figuras 3 e 4 mostra as séries temporais das médias mensais de temperatura à superfície, precipitação, evapotranspiração e evapotranspiração menos precipitação para os casos de controle e com desmatamento, como médias espaciais para a região indicada na Figura 1. Observa-se que as diferenças são consistentemente do mesmo sinal mas de diferentes magnitudes para cada um dos meses; isto é devido em parte por termos tomado uma área suficientemente grande para se fazer as médias espaciais. O exame de séries temporais similares, mas para sub-regiões menores dentro da Amazônia, irão revelar maior variabilidade de uma estação para outra.

6. Sumário e conclusões

Investigou-se o efeito de desmatamento da Amazônia no clima utilizando um modelo acoplado realístico do sistema atmosfera-biosfera. Integrou-se o modelo por um ano com uma representação das florestas tropicais cobrindo a Amazônia e, depois, novamente por um ano com a floresta substituída por pastagem degradada.

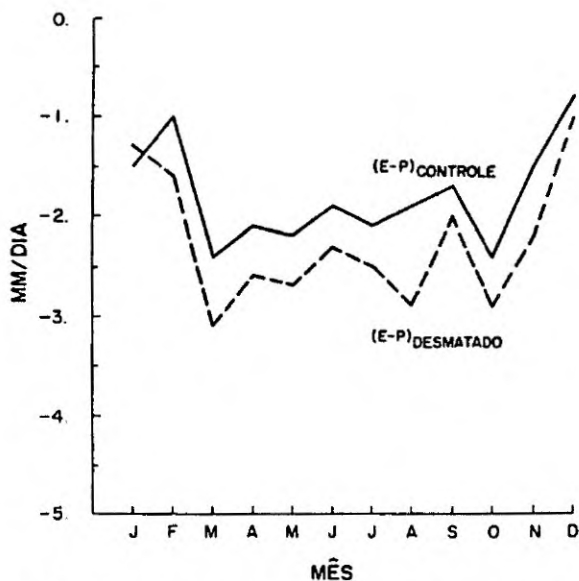


Fig. 5 Idem à Fig. 3 mas para evapotranspiração menos precipitação total para a simulação com floresta (linha cheia) e simulação com pastagem (linha tracejada). Unidade: mm/dia.

Interpretou-se as diferenças entre as duas simulações do modelo como o possível resultado do desmatamento da Amazônia. Encontrou-se que a temperatura à superfície na região desmatada aumentou de 1 a 3 C, a evapotranspiração diminuiu de 20 a 40% e a precipitação decresceu de 20 a 30%. Também encontrou-se que o escoamento superficial (runoff) decresceu. A simulação de temperaturas à superfície mais altas e evapotranspiração menor concorda com resultados de estudos de simulação anteriores (15,16) e tem algum apoio a partir de observações feitas em áreas desmatadas (17).

O resultado mais significativo deste estudo é a simulação de uma redução na precipitação, que é maior do que a redução correspondente de evapotranspiração, o que implica que a convergência dos fluxos dinâmicos de vapor d'água também diminuiu como consequência do desmatamento. Além disso, a diminuição na precipitação é espacialmente e temporalmente consistente e produz um aumento na duração da estação seca. Este último resultado poderia ter sérias implicações ecológicas por sugerir que a

destruição das florestas tropicais da Amazônia poderia ser irreversível, uma vez que as florestas tropicais somente podem existir em regiões com estação seca bem curta (20,21). Mudanças no ciclo hidrológico na região poderiam ser de tal magnitude que, sendo destruídas as florestas tropicais, estas talvez não fossem mais capazes de se restabelecerem naturalmente se as pressões antropogênicas deixassem de existir.

AGRADECIMENTOS

Nós somos gratos a Jim Kinter, Larry Marx, Mike Fennessy e Ed Schneider pela ajuda na realização deste experimento de simulação, a Paul Dirmeyer pela ajuda no pós-processamento e diagnóstico de resultados, e, especialmente, a Antonio Donato Nobre pela extrema ajuda e boa-vontade em fornecer informações sobre a Amazônia. Agradecemos também a Stela M. Teixeira e Nilda C.A.M. da Silva pela ajuda na preparação do manuscrito e a Lourdes Beatriz B.F.A.S. Silva pelo desenho das figuras. Agradecemos o apoio financeiro da NSF (ATM-87-13567), NASA (NAGW-1269 e NAGW-557) e do INPE para a realização desta pesquisa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Charney, J.G., W.J. Quirk, S.-H. Chow, J. Kornfield, 1977: A comparative study of the effects of albedo change on drought in semi-arid regions. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1366-1388.
2. Shukla, J and Y. Mintz, 1982: Influence of land-surface evapotranspiration on the earth's climate. *Science*, **215**, 1498-1501.
3. Mintz, Y., 1984: The sensitivity of numerically simulated climates to land-surface boundary conditions. In: *The Global Climate*, (Ed.). J.T. Houghton,

Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 79-106

4. Dickinson, R.E., A. Henderson-Sellers, P.J. Kennedy, and M.F. Wilson, 1986: Biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS) for the NCAR Community Climate Model. National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO. *Tech Note/TN-275 + STR.*

5. Sellers, P, Y. Mintz, Y.C. Sud, A. Dalcher, 1986: A simple Biosphere Model (SiB) for use within General Circulation Models. *J. Atmos. Sci.* 43 (6): 505-531.

6. Kinter, J.L., J. Shukla, L Marx, and E.K. Schneider: 1988: A Simulation of the Winter and Summer Circulations with the NMC Global Spectral Model. *J. Atmos. Sci.*, 45(18):2486-2522.

7. Sato N., P.J. Sellers, D.A. Randal, E.K. Schneider, J. Shukla, Y-T Hou, and E. Albertazzi, 1989: The effects of implementing the Simple Biosphere Model (SiB) into a GCM, *J Atmos. Sci.*, no prelo.

8. Fearnside, P.M., 1989: Deforestation in Brazilian Amazonia. In: G.M. Woodwell (ed.) *The Earth in Transition: Patterns and Processes of Biotic Impoverishment.* Cambridge University Press, New York, U.S.A., no prélo.

9. Brasil, INPE, 1989: *Avaliação da cobertura florestal na Amazônia Legal Utilizando Sensoriamento Remoto Orbital.* Instituto de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, 54pp.

10. Setzer, A.W., and M.C. Pereira, 1989: Amazon biomass burnings in 1987 and their tropospheric emissions. *Science*, no prélo.

11. Mahar, D.J., 1989: *Government Policies and Deforestation in Brazil's Amazon Region.* Published by The World Bank, Washington, D.C. 56pp.

12. Shubart, H., W.J. Junk, and M. Petreire, Jr., 1976: Sumario de ecologia amazonica. *Ciência e Cultura*, 28(5):507-509.

13. Uhl, C. R. Buschbacher, and E.A.S. Serrao, 1988: Abandoned pastures in eastern Amazonia. I. Patterns and plant succession. *J. of Ecology*, 76: 663-681.

14. Houghton, R.A., R.D. Boone, J.M. Melillo, C.A. Palm, G.M. Woodwell, N. Myers, B. Moore and D.L. Skole, 1985: Net flux of CO₂ from tropical forests in 1980. *Nature*, 316: 617-620.

15. Henderson-Sellers, A. and V. Gornitz, 1984: Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. *Climatic Change*, 6: 231-258.

16. Dickinson, R.E., and A. Henderson-Sellers, 1988: Modelling tropical deforestation: A study of GCM land-surface parameterizations. *Q.J.R. Meteorol. Soc.* 114, 439-462.

17. Lawson, T.L., R. Lal, and K. Oduro-Afriyie, 1981: Rainfall redistribution and microclimatic changes over a cleared watershed. In: *Tropical Agriculture Hydrology.* (Ed). R. Lal and E.W. Russel, John Wiley and Sons, 141-151.

18. Salati, E. and P.B. Vose, 1984: Amazon Basin: A System in Equilibrium. *Science*, 225: 129-138.

19. Shuttleworth, W.J, J.H.C. Gash, J.C.R. Lloyd, C.J. Moore, J. Roberts, A. de O. Marques Filho, G. Fish, V. de Paula Silva Filho, M.N.G. Ribeiro, L.C.B. Molion, L.D. de Abreu Sa, C.A. Nobre, O.M.R. Cabral,

S.R. Patel, and J.C. de Moraes, 1984: Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. *Q.J.R. Meteor. Soc.*, **110**, 1143-1162.

20. Prance, G. (Ed.), 1986: Tropical Rain Forests and the World Atmosphere.

AAAS Selected Symposium 101. Published by American Association for the Advancement of Science, Washington, D.C., U.S.A.

21. Colinvaux, P.A.: 1989: The past and future Amazon. *Scientific American*, **260**(5): 102-109.