

## Modelando o Impacto Climático Regional e Remoto do Desmatamento

M.A. Silva Dias,<sup>1</sup> R. Avissar,<sup>2</sup> e P. Silva Dias<sup>1,3</sup>

As observações e os modelos concordam que os níveis atuais e os padrões de desmatamento da Amazônia de fato intensificam as transferências de massa e energia entre a terra e a atmosfera por meio da criação de circulações impulsionadas termicamente com efeitos significativos sobre a precipitação, mas que variam sazonal e regionalmente. Isso também indicou a necessidade de identificar o limiar onde o aumento do desmatamento realmente implica a diminuição de pluviosidade, conforme apontado pela maioria dos modelos de circulação geral de baixa resolução. Grande parte dos estudos sobre o impacto remoto ainda é exploratória, mas indicam que os padrões do clima global em regiões remotas da Eurásia e América do Norte podem ser afetados.

### 1. INTRODUÇÃO

Em razão da posição da floresta amazônica nos trópicos, sua precipitação é dominada por convecção úmida. A estação chuvosa é controlada por advecção de umidade do Atlântico que fornece, em média, cerca da metade da umidade do ar usada na precipitação da região [Salati *et al.*, 1979]. O restante é suprido pela evapotranspiração (ET), produzida principalmente pela floresta amazônica de raízes profundas. Dessa forma, a floresta amazônica chuvosa desempenha um importante papel na manutenção do balanço hídrico da região.

Como observou Alves *et al.* [neste volume], o desmatamento da Amazônia continua em ritmo

alarmante, de modo que é importante quantificar os efeitos da redução da área de floresta chuvosa no clima regional e global. Como parte do Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), vários experimentos de modelagem foram realizados para estudar o impacto do desmatamento na Amazônia. Esses estudos resultaram em resultados adicionais a estudos anteriores desenvolvidos por *Henderson-Sellers e Gornitz* [1984], *Dickinson e Henderson-Sellers* [1988], *Lean e Warrilow* [1989], e *Shukla et al.* [1990], entre outros. Embora os resultados desses estudos possam variar, a maioria conclui que o desmatamento causa redução da precipitação e evaporação, uma leve elevação da temperatura à superfície, e a redução da convergência da umidade sobre a região desmatada. Esta última mudança implica uma conexão entre o desmatamento e o fluxo atmosférico de grande escala e, de fato, os modelos têm indicado uma redução no movimento vertical em grande escala sobre a Amazônia em resposta ao desmatamento [Nobre *et al.*, 1991; *Henderson-Sellers et al.*, 1993; *Hahmann e Dickinson*, 1997; *Costa e Foley*, 2000]. *Eltahir* [1996] desenvolveu um modelo conceitual no qual uma redução na radiação líquida à superfície em resposta ao desmatamento (devido ao aumento do albedo de superfície) reduz a precipitação convectiva. Essa mudança é

<sup>1</sup>Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/Universidade de São Paulo, São Paulo, Brasil

<sup>2</sup>Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science, University of Miami, Miami, Florida, USA.

<sup>3</sup>Laboratório Nacional de Computação Científica, Petrópolis, Brasil

acompanhada por redução no movimento vertical induzido convectivamente e na retroalimentação entre a convergência de umidade de baixos níveis e a convecção.

Neste capítulo, apresentamos uma revisão dos experimentos numéricos que foram realizados como parte do LBA para melhorar o entendimento dos vários mecanismos envolvidos nas interações terra-atmosfera nas várias escalas (espaciais e temporais) relevantes à Bacia Amazônica. É importante enfatizar que um avanço considerável da capacidade de modelar essas interações pode ser creditado às muitas campanhas de observações de campo realizadas durante o LBA, as quais forneceram conjuntos valiosos de dados para a avaliação e o refinamento desses modelos. Embora não seja o foco desta revisão, trazemos esses esforços de avaliação através de referências cruzadas com outros capítulos relevantes deste livro.

## 2. MECANISMO FUNDAMENTAL E OBSERVAÇÕES DE SUPORTE

As interações locais entre a cobertura vegetal e a atmosfera podem gerar “brisas de vegetação” resultantes de diferenças físicas entre tipos contrastantes de cobertura vegetal (Figura 1). Os vários tipos de cobertura vegetal, tais como campos de cultivo, pastagens e/ou áreas urbanas, que substituem a floresta tropical, redistribuem a energia radiativa absorvida pela superfície da Terra como calor sensível e latente de modo diferente para as florestas, conforme extensivamente discutido por *Betts et al.* [neste volume]. A cobertura vegetal capaz de “bombear” a umidade de solos profundos (tais como árvores de raízes profundas) para lugares onde a umidade da camada superficial do solo é limitada, irá transpirar muito mais do que a vegetação de raízes rasas (como pastagem), que usa somente a água estocada na camada superior do solo. Quando a ET é limitada, a energia radiativa absorvida pela superfície da Terra é usada, em grande parte, para aquecer a atmosfera imediatamente acima. Por essa razão, a atmosfera sobre a floresta que transpira bem é relativamente fria e úmida, enquanto que sobre áreas de pastagem seca a atmosfera é relativamente quente e seca (cf. *Betts et al.*, neste volume). O gradiente da

pressão atmosférica que resulta da diferença de temperatura virtual (ou diferenças de densidade geradas por gradientes de umidade e temperatura), entre tipos de cobertura vegetal contrastantes, desencadeiam circulações atmosféricas na baixa troposfera, com um componente próximo à superfície da terra direcionado a partir da área relativamente fria (que tem pressão de superfície mais alta) para a área relativamente quente (que tem menor pressão à superfície). Na verdade, tal circulação foi detectada nos dados de vento do sudoeste da Bacia Amazônica [ex. *Souza et al.*, 2000].

Seguindo o diagrama conceitual na Figura 1, presume-se que as brisas de vegetação convergentes causem o aumento da nebulosidade e um efeito potencial na precipitação. *Cutrin et al.* [1995] notaram primeiramente que as nuvens convectivas durante a estação seca estão correlacionadas com áreas desmatadas na Bacia Amazônica. *Negri et al.* [2004] analisaram dados dos canais visível e infravermelho de satélite geostacionários sobre o Brasil para estimar a porcentagem de nebulosidade. A pluviosidade também foi estimada por meio do satélite da Missão para a Medição de Chuva Tropical (TRMM) e do Special Sensor Microwave Imager (SSM/I). Os autores concluíram que, durante a estação seca, quando os efeitos da superfície não estão afetados por eventos atmosféricos em escala sinótica, a nebulosidade rasa formada por nuvens cumulus, nebulosidade convectiva profunda e ocorrência de precipitação são todas maiores sobre regiões desmatadas e não desmatadas (savanas) do que sobre áreas de floresta densa. A análise do ciclo diurno de nebulosidade revela uma mudança no início da convecção do período da tarde em regiões desmatadas e no período da manhã em regiões de savana, quando comparadas às regiões de florestas vizinhas.

**Figura 1.** Representação esquemática da “brisa de vegetação”. O gradiente de pressão criado pelo contraste da razão Bowen ( $\beta$ ) entre a floresta e a área desmatada está na origem das circulações atmosféricas que se desenvolvem entre os dois tipos de cobertura vegetal.

*Durieux et al.* [2003] investigaram se a nebulosidade já teria mudado localmente no “arco do desmatamento” brasileiro, uma região

profundamente desmatada, onde mais de 15% da floresta primária foram convertidos em pastagem e agricultura. Três pares de áreas “desmatadas-florestadas” em uma escala comparável a um elemento de grade de modelo climático foram selecionados para a avaliação de mudanças na cobertura vegetal com alterações na nebulosidade observada em dados de satélite durante o período de dez anos, de 1984 a 1993. Durante a estação seca, os resultados mostraram mais nuvens baixas no início da tarde e menos convecção à noite e no início da manhã sobre áreas desmatadas. Durante a estação chuvosa, a nebulosidade convectiva aumentou no início da noite em áreas desmatadas.

Uma descrição climatológica da convecção sobre a Amazônia é apresentada por *Machado et al.* [2002], baseada em análise de ciclo sazonal e diurno. Foram usadas longas séries de observações de quatro sítios: dois sítios representativos de densa floresta chuvosa, um continental (Manaus) e outro da costa (Belém); um deles localizado em uma região de tensão ecológica, onde a floresta foi parcialmente substituída por pastagem, no sudeste da Amazônia (Vilhena); e um sítio no sul da Amazônia, região típica de savana (Brasília). Eles mostram que as principais diferenças entre a floresta chuvosa e savana ou sítios desmatados ocorrem na estação seca, embora a magnitude e o ciclo diurno de convecção e o volume de precipitação sejam bem similares durante a estação chuvosa. *Chagnon e Bras* [2000] descobriram que o desmatamento atual já causou mudança nos padrões climatológicos de ocorrência de pluviosidade; medições por satélite de alta resolução mostram significativo aumento de ocorrências de chuva localizada em áreas desmatadas.

### 3. MODELANDO OS EFEITOS REGIONAIS DE DESMATAMENTO

O mecanismo fundamental acima mencionado foi extensivamente discutido durante a fase de preparação do LBA. Por meio de um modelo de mesoescala com forçante terra-superfície altamente simplificada (embora bem identificada), *Avissar e Schmidt* [1998] descobriram que o mosaísmo da cobertura vegetal em uma pequena escala de 3 a 5 km era suficientemente grande para desencadear brisas de vegetação. Além disso, *Avissar e Liu* [1996]

concluíram que, nos ambientes úmidos típicos de regiões tropicais, as brisas de vegetação resultantes de desmatamento podem desencadear tempestades.

Ainda, pensou-se que as brisas de vegetação fossem, em sua maioria, relevantes para a estação seca e, então, estudos de modelagem preliminares concentraram-se na simulação dessa estação. Os estudos do Pré-LBA, tais como o de *Silva Dias e Regnier* [1996] e *Dolman et al.* [1999] mostraram deficiências no nosso entendimento do acoplamento da biosfera e a atmosfera que poderiam levar a deficiências significativas na descrição da estrutura da camada limite e assim afetar a simulação de circulações locais. Uma simples teoria para circulações convectivas induzidas por heterogeneidades da superfície foi proposta por *Souza et al.* [2000]. A teoria é baseada na termodinâmica de fontes de calor e fornece uma explanação física simples sobre as características gerais de circulações forçadas pela falta de homogeneidade da superfície. Ela indica que a intensidade da circulação convectiva de mesoescala forçada por desmatamento depende da diferença da temperatura próxima à superfície e da umidade entre regiões florestadas e desmatadas e da profundidade da camada limite convectiva.

*Baidya Roy e Avissar* [2002] simularam o impacto do desmatamento na hidrometeorologia regional de Rondônia. Com esse objetivo, foi desenvolvido um modelo de mesoescala com resolução horizontal de 1 km e forçantes realistas de condições de situação atmosférica e características da superfície terrestre. Os autores verificaram que as brisas de vegetação se formaram e convergiram acima de áreas florestadas, resultando em fortes *correntes ascendentes* que transportavam umidade transpirada da floresta, gerando nuvens de convecção rasa. Esses resultados foram sustentados por análise de imagens derivadas do Satélite Geoestacionário de Observação da Terra (GOES 7).

*Wang et al.* [2000] utilizaram um modelo numérico de mesoescala para investigar o impacto de circulações na distribuição da precipitação e nebulosidade sobre área desmatada em Rondônia. Padrões observados de desmatamento em escala da ordem de 10 km foram usados para descrever as condições da superfície da terra. Seus resultados sugerem que a forçante sinótica, em termos de estabilidade atmosférica e vento horizontal, é dominante na estação chuvosa quando as condições

sinóticas são tão favoráveis à convecção úmida que o efeito acrescentado de heterogeneidade da superfície torna-se desprezível. Durante a estação seca, um impacto perceptível de circulações de mesoescala resultantes do aumento de nuvens rasas foi simulado; as circulações de mesoescala também desencadearam convecção profunda espalhada que alterou a distribuição espacial da precipitação. Durante o período de interrupção, período de transição da estação chuvosa para a estação seca, os impactos de circulações de mesoescala em nuvens baixas foi evidente somente após a redução da magnitude do vento de ambiente. *Silva Dias et al.* [2002] mostraram que mesmo na estação chuvosa, especificamente, em períodos de interrupção das monções sul americanas, o efeito de desmatamento em um sistema modelado de linha de instabilidade foi capaz de aumentar a precipitação.

*Gandu et al.* [2004] avaliaram o impacto do desmatamento no clima da porção leste da Bacia Amazônica. Essa região é principalmente uma área de floresta nativa tropical úmida, mas também contem vários outros ecossistemas naturais, tais como manguezais e savana. É a área mais densamente habitada da Amazônia e tem sido significativamente afetada pelo desmatamento. Nesse estudo, duas simulações numéricas foram desenvolvidas com um modelo regional que simularam, explicitamente, em alta resolução, a topografia, áreas costeiras e grandes rios. Em simulação controle, foram usados parâmetros biofísicos da vegetação atual. Em outra simulação, os parâmetros biofísicos de áreas florestadas foram substituídos por parâmetros correspondentes às áreas de pastagem da região. Em zonas próximas à costa e ao longo de grandes rios, o desmatamento resultou na redução de cobertura de nuvens e precipitação. Entretanto, o aumento de cobertura de nuvens e precipitação foi simulado em áreas de Terra Firme, especialmente em encostas de vales de rios. A velocidade do vento próximo à superfície foi a variável meteorológica que apresentou a mudança mais significativa em razão do desmatamento. A redução do coeficiente de rugosidade resultante da conversão de floresta para pastagem produziu aumentos nas velocidades do vento próximo à costa do Atlântico. As velocidades maiores do vento causaram a diminuição da convergência da umidade local e, conseqüentemente, reduziram os totais de

precipitação em regiões próximas.

*Ramos da Silva e Avissar* [2006] simularam a evolução de convecção em Rondônia durante a estação chuvosa para elucidar algumas das interações complexas entre terra-atmosfera que ocorrem naquela região. As simulações foram iniciadas e avaliadas com vários dos conjuntos de dados da Campanha Atmosférica de Mesoescala da Estação Chuvosa/TRMM do LBA. Os autores explicaram que, para simular adequadamente a média da área de precipitação acumulada em Rondônia, são necessários perfis iniciais confiáveis de umidade relativa e umidade do solo, uma vez que afetam a duração e acumulação espacial da precipitação. Em geral, o maior volume de água no solo e/ou a na atmosfera produz mais precipitação. Mas essas condições afetam o início da precipitação de formas opostas; enquanto a umidade relativa mais elevada produz precipitação de modo mais rápido, a maior umidade do solo retarda sua formação. Conforme ilustrado na Figura 2, que resume essas descobertas, um aumento (ou decréscimo) da umidade relativa inicial de apenas 10% gera precipitação significativamente mais (ou menos) rápida (ou demorada). O impacto do conteúdo de umidade do solo na duração e localização da precipitação cria retroalimentação negativa que trabalha para homogeneizar a distribuição espacial da chuva e conteúdo de água. Na verdade, um solo úmido atrasa a convecção e produz mais precipitação corrente abaixo na direção do vento..

A umidade atmosférica no início da manhã parece ser bem importante para a simulação da precipitação nessa região. Eventos de chuva noturna aumentam a umidade do solo e atrasam o início da chuva convectiva no dia seguinte. Caso contrário, sem chuva noturna, a umidade permanece na atmosfera e provoca chuva mais cedo na manhã seguinte. Assim, *Ramos da Silva e Avissar* [2006] concluíram que os modelos que não são capazes de representar a precipitação noturna na Amazônia provavelmente sejam ineficientes para simular precipitação, em razão da representação inadequada da umidade atmosférica e do solo no início da manhã. Outros modelos, como o operacional do European Centre for Medium-Range Weather Forecasts Integrated Forecast System, simularam a precipitação da estação úmida prematuramente em Rondônia [*Betts e Jakob*, 2002]. Em outro estudo, *Silva Dias et al.*, [2002]

simularam uma linha de instabilidade que se formou em fevereiro de 1999 para a mesma região e notaram uma precipitação retardada em comparação com observações.

*Correia et al.* [2007] investigaram o impacto das mudanças na cobertura vegetal no clima regional da Amazônia. Eles desenvolveram quatro integrações de 13 meses para os seguintes cenários: (1) sem desmatamento, (2) condições atuais, (3) desmatamento previsto para 2033, e (4) desmatamento em grande escala. Todas as condições iniciais e de contorno prescritos foram mantidos idênticos em todas as integrações, exceto nas mudanças da cobertura vegetal. Os resultados mostram que durante a estação seca a diminuição da profundidade das raízes no pós-desmatamento tem um papel importante no balanço de energia, uma vez que há menos umidade de solo disponível para a ET. Em todos os cenários, houve um aumento significativo da temperatura em superfície, de 2,0°C no primeiro cenário a 2,8°C no último. Nos cenários 1, 2 e 3 foi observado um mecanismo de retroalimentação negativa no ciclo hidrológico, com quantidades maiores de umidade sendo carregadas para áreas desmatadas. O aumento da convergência de umidade foi maior do que a redução da ET em ambos os cenários 2 e 3. Esses processos, juntamente com processos termodinâmicos de mesoescala, causaram aumento na precipitação. Situação diferente foi observada no cenário 4 de desmatamento em grande escala: observou-se um aumento local de convergência de umidade, mas não suficientemente intenso para gerar aumento na precipitação; a diminuição da ET local foi dominante nesse cenário. Esses resultados indicam que o desmatamento parcial da Amazônia pode causar aumento da precipitação local. Entretanto, se o desmatamento aumentar, essa condição torna-se insustentável, criando condições mais secas, o que, conseqüentemente, reduz a precipitação na região.

*Avissar et al.* [2002] sintetizaram possíveis mudanças na acumulação de precipitação devido à expansão progressiva do desmatamento. Desse modo, três cenários puderam ser considerados: (1) a precipitação diminuirá linearmente com a área desmatada; (2) a precipitação irá, num primeiro momento, diminuir rapidamente e depois mais lentamente, à medida que a área desmatada se expandir; (3) dada a descoberta acima mencionada, é de se esperar que a precipitação primeiramente não seja afetada (ou possivelmente até aumente)

como resultado de desmatamento inicial, mas depois poderá diminuir rapidamente à medida que a área desmatada atingir um limiar estimado em 30 – 50 % de desmatamento. Esses três cenários estão ilustrados na Figura 3. *Sampaio et al.* [2008] usaram um modelo climático global (MCG) para estudar o limiar de efeitos perceptíveis do desmatamento. Seus resultados mostraram que as mudanças na cobertura vegetal na Amazônia modificaram a estrutura dinâmica da atmosfera e, conseqüentemente, a umidade e a convergência de massa em níveis baixos da atmosfera, principalmente na estação seca. Os principais impactos no clima da Amazônia em razão de desmatamento ocorreram na Amazônia oriental e central e foram mais evidentes quando o total da área desmatada foi acima de 40%. Entretanto, os resultados de *Sampaio et al.* dependem da resolução relativamente baixa do MCG (GCM) que impede o desenvolvimento de circulações verdadeiramente locais geradas pela natureza mosaica do desmatamento, conforme mostrado por *Ramos da Silva et al.* [2008].

**Figura 3.** Impacto conceitual de desmatamento em precipitação relativa. As três curvas indicam diferentes modelos, dentre muitos outros possíveis [de *Avissar et al.*, 2002].

Enquanto os experimentos numéricos descritos acima tiveram como objetivo o entendimento dos mecanismos básicos que afetam a hidrometeorologia da bacia de uma perspectiva mais ampla, outros experimentos foram planejados para simular os efeitos combinados de tais processos em escala sazonal e escalas espaciais menores. Cenários de cobertura vegetal e mudança do clima na hidroclimatologia da bacia foram também desenvolvidos. Entre outros, *Ramos da Silva et al.* [2008] utilizaram um modelo climático regional e cenários socioeconômicos futuros de mudanças na cobertura vegetal propostos por *Soares-Filho et al.* [2004] para simular impactos de desmatamento projetados para a hidroclimatologia da Bacia Amazônica. Basicamente, a precipitação diminui gradativamente à medida que o desmatamento aumenta, mas a magnitude dos impactos depende do regime climático predominante, e há uma variabilidade espacial significativa na resposta. Os impactos são mais fortes sob as condições mais secas do El Niño e são

também mais intensos nas regiões oeste e sudoeste, acompanhando os ventos alísios em direção a leste (que se intensificam na bacia após o desmatamento). Isso leva a grandes áreas de baixa precipitação, temperaturas mais altas e fluxos mais altos de calor sensível na bacia. Esses resultados convergem para aqueles de *Voldoire e Royer* [2004], que usaram o ARPEGE-Climat MCG e descobriram que durante os períodos de El Niño os efeitos de desmatamento são acentuados.

O regime do clima também parece controlar a relação entre a extensão do desmatamento e a resposta hidroclimatológica: as condições mais úmidas, caso de La Niña, possibilitam uma tendência linearmente decrescente de precipitação à medida que o desmatamento se expande, mas em condições secas, poderá ocorrer um aumento abrupto, mesmo em desmatamento de níveis menos expressivos. Além disso, as localidades geográficas dentro da bacia experimentam desmatamento de modo diferente. Na verdade, algumas regiões (ex., a alta elevação da parte oriental da bacia) têm até mesmo um aumento de precipitação como resultado do desmatamento na bacia.

Experimentos desenvolvidos com MCGs sugerem que o desmatamento pode estabelecer uma savana permanente na Amazônia, principalmente no leste [*Oyama e Nobre*, 2003]. Mas *Ramos da Silva et al.* [2008] mostram que o desmatamento progressivo pode afetar a propagação das linhas de instabilidade em direção ao oeste com impactos mais fortes durante os anos de El Niño. Portanto, a combinação dos efeitos em grande escala sobre a seca da parte oriental da bacia, e os impactos nos sistemas locais de mesoescala (i.e., linhas de instabilidade) podem causar um efeito muito mais forte se ocorrerem em ano de El Niño.

Do mesmo modo como ocorre com os MCGs, os modelos regionais geralmente mostram que a temperatura e a velocidade do vento aumentam e o fluxo de calor latente diminui como resultado da expansão do desmatamento na Bacia Amazônica. Entretanto, observam-se duas diferenças importantes ao se comparar os dois tipos de modelos. Primeiro, a resposta ao desmatamento obtida com um modelo regional apresenta menor magnitude do que a obtida com MCGs. Segundo, enquanto os MCGs mostram um aumento no fluxo médio na área de calor sensível, os modelos

regionais em geral mostram um decréscimo. Esse é um exemplo interessante de possíveis retroalimentações não lineares causadas por interações entre escalas em modelos de alta resolução. Como os modelos regionais mostram padrões espaciais de mudança no fluxo de calor sensível que se correlacionam com mudanças no fluxo de radiação solar para baixo e fração de cobertura de nuvens, essa discrepância entre os modelos é interpretada como sendo causada pelas interações não lineares entre terra-atmosfera-nuvem resolvidas nos modelos regionais e que não são nem resolvidas e nem parametrizadas nos MCGs. Conforme mencionado por *Castro et al.* [2005], um MCG mostrará uma melhor representação da variabilidade em grande escala, mas a utilidade de um modelo regional de maior resolução, ou o seu valor agregado, é simular as características de menor escala, aqueles que apresentam uma maior dependência do limite da superfície. As interações que acontecem nos modelos regionais induzem a anomalias positivas na precipitação e explicam porque os efeitos de desmatamento são menos evidentes durante os anos úmidos comparados aos anos secos, quando as circulações locais e nuvens cumulus são mais bem correlacionadas com heterogeneidades da paisagem.

Um último comentário sobre o efeito do desmatamento pode ser feito a partir do trabalho de *Costa et al.* [2007], que examinaram o efeito da conversão da cobertura vegetal de floresta em áreas de cultivo, especialmente de soja, ao invés de áreas de pastagem, como na maioria dos estudos. Eles mostraram que a diminuição da precipitação depois da plantação de soja é significativamente maior quando comparada com a conversão para pastagem, uma consequência do albedo muito alto da soja. *Berbet e Costa* [2003] mostraram que a grande parte da variabilidade espacial e sazonal no clima simulado depois de um desmatamento tropical pode ser explicada pela diferença na radiação refletida pela superfície coberta por diferentes tipos de vegetação. *D'Almeida et al.* [2007] salientam também que, embora a maioria das simulações por modelos indique que o desmatamento completo conduz a uma redução do ciclo da água, enquanto o efeito simulado de pequenas áreas perturbadas mostra uma tendência contrastante, algumas diferenças entre observações de médias espaciais mais grosseiras e

conjunto de dados de amostragem fina foram também encontradas. De acordo com o trabalho desses autores, os contrastes entre os dois cenários são explicados apenas parcialmente pelas diferentes resoluções espaciais entre modelos e observações, uma vez que parecem estar associados ao enfraquecimento da reciclagem de precipitação em cenários de desmatamento extensivo, e ao potencial de intensificação da convecção sobre áreas de heterogeneidade da superfície-terra.

#### 4. Modelagem dos Impactos Remotos do Desmatamento na Amazônia

A maioria dos estudos pré-LBA sobre impactos de desmatamento usando MCGs focalizou os efeitos locais de aquecimento e seca. Mais recentemente, os impactos remotos do desmatamento amazônico foram estudados. *Gedney e Valdes* [2000] usaram um MCG para mostrar que o desmatamento completo da Amazônia poderia resultar em mudanças no clima bem distantes da região do desmatamento. Em particular, o modelo previu mudanças estatisticamente significativas na precipitação do inverno no Atlântico NE, estendendo-se na direção oeste da Europa. Isso foi associado às mudanças na circulação em grande escala em latitudes médias e altas. A simulação dessas mudanças na circulação com um modelo simples confirmou que o mecanismo físico responsável era a propagação de ondas planetárias. As fontes de calor tropicais associadas à convecção profunda têm se mostrado relevantes na organização de padrões de teleconexão atmosférica de latitude média e mais alta. Os padrões do Pacífico Norte Americano e Eurásia são exemplos de importantes padrões anômalos de circulação atmosférica que se conectam com a fonte amazônica de calor [*Grimm e Silva Dias*, 1995]. A resposta maior inter-hemisférica associada com a fonte amazônica de calor tem sido atribuída às ondas Kelvin geradas pela forçante diurna de convecção na Amazônia/Brasil Central e sua interação com os modos lentos de Rossby [*Raupp e Silva Dias*, 2004].

A interação entre as ondas de alta frequência geradas por convecção no setor tropical da América do Sul (tais como as ondas geradas pela forçante

convectiva diurna) e os modos de baixa frequência (tais como as ondas em escala planetária ou sinóticas com períodos na ordem de alguns dias) podem também ter algumas implicações na previsibilidade atmosférica em escalas de tempo intrassazonais mais longas. De fato, modelos atmosféricos em geral produzem simulações sofríveis e baixa previsibilidade da Oscilação Madden-Julian [*Jones et al.*, 2000; *Hendon et al.*, 2000]. *Raupp e Silva Dias* [2005, 2008] propõem que tal habilidade baixa talvez se deva, pelo menos em parte, à dificuldade de os modelos representarem a interação entre a convecção úmida e a dinâmica em grande escala. Nesse processo, o papel dos modos de alta frequência é crucial, o que sugere a importância das ondas de Kelvin e Inércia-Gravidade (e, portanto, da liberação de calor latente) para a geração da variabilidade de baixa frequência da circulação atmosférica tropical. Como as ondas inércia-gravidade são diretamente associadas à precipitação e convecção úmida, há uma clara ligação entre a previsibilidade e a representação realística de oscilações intrassazonais em modelos atmosféricos e uma parametrização convectiva úmida bem fundada. Esses resultados são particularmente relevantes para a interação entre a fonte de calor da Amazônia/Brasil Central e a circulação em grande escala em razão da grande amplitude dos modos de gravidade gerados pela convecção, conforme mostrado por *Raupp e Silva Dias* [2008].

A evidência teórica do acoplamento entre convecção amazônica anômala e teleconexões atmosféricas em escala global é inteiramente confirmada por simulações desenvolvidas com MCGs. Por exemplo, com base em estudos de modelagem de mesoescala que indicaram que o desmatamento aumentaria a atividade de tempestades na bacia, *Avissar et al.* [2002] especularam que as teleconexões terra-atmosfera provavelmente se desenvolvessem fora da Bacia Amazônica. Com a utilização do MCG do Instituto Goddard para Estudos Espaciais da NASA (GISS), *Werth e Avissar* [2002] realmente encontraram várias áreas remotas onde havia resposta perceptível. O efeito remoto parecia ser mais forte nas áreas próximas à Amazônia e diminuía “corrente abaixo” à medida que passava sobre o Pacífico.

Mais recentemente, *Hasler et al.* [2009] revisitaram essa questão com três diferentes MCGs:

o MCG GISS, o Modelo Atmosférico GISS, e a Versão 3 do Modelo da Comunidade Climática do Centro Nacional de Pesquisas Atmosféricas. Usando as simulações de todos os três modelos em um conjunto multimodelar, eles confirmaram a

existência dessas teleconexões terra-atmosfera com a Bacia Amazônica, mostrando que 34% das mudanças mensais na precipitação ocorrem em áreas desmatadas fora da bacia, principalmente nos trópicos e em alguns locais de

**Figura 4:** Localizações em todo o mundo onde a precipitação ou diminui significativamente (topo) ou aumenta (abaixo) durante um período de pelo menos 3 meses no ano, como resultado de desmatamento tropical, conforme simulado pelo superconjunto de três MCGs: GISS, AM e CCSM. O média anual do ciclo de precipitação ( $\text{mm d}^{-1}$ ) do superconjunto para as áreas controle (curvas pretas) e desmatadas (curvas sombreadas) em localizações continentais mais severamente afetadas pelo desmatamento está também representada. A escala sombreada indica o número de meses que registram uma mudança estatisticamente significativa (teste t de Student) durante o ciclo anual.

latitude norte (Figura 4). Mas, em razão de esses três modelos terem simulado diferentes padrões de mudança do geopotencial em latitude médias e de precipitação devido ao desmatamento, o conjunto multimodelar claramente reduziu a intensidade dessas teleconexões.

Estudos que utilizaram outros MCGs para a previsibilidade dos efeitos do desmatamento tropical em grande escala produziram uma variedade de respostas, de fracas [Findell et al. 2006] a fortes [Gedney e Valdes, 2000], com o estudo de Hasler et al. [2009] em algum lugar intermediário dessa escala.

## 5. CONCLUSÕES

Uma das contribuições mais importantes da modelagem de impactos no clima regional na Bacia Amazônica com modelos numéricos de alta resolução foi permitir o entendimento e a análise quantitativa de processos por meio dos quais a precipitação pode aumentar, pela associação com o desmatamento local, ou compensar a redução em grande escala da convergência de umidade e ET. As observações e os modelos concordam que os níveis atuais e os padrões de desmatamento na Amazônia de fato aumentam as transferências de massa e energia entre a terra e a atmosfera por meio da criação de circulações induzidas termicamente, com efeitos significativos na precipitação, mas que variam consideravelmente ao longo das estações e regiões. Isso também tem indicado a necessidade de identificar o limiar no qual o aumento do desmatamento implica, de fato, em um decréscimo na precipitação, conforme salientado pela maioria dos MCGs de baixa resolução.

Da perspectiva dos impactos remotos do desmatamento da Amazônia no clima global, um progresso considerável resultou da indução lógica que considera que a mudança no uso da terra implica efeitos na precipitação, os quais alteram as características associadas com a fonte tropical de calor, a qual interage com ondas em escala planetária que permitem as teleconexões globais. A maioria dos estudos sobre o impacto remoto é ainda exploratória, mas indicativa de que os padrões de clima global em regiões remotas da Eurásia e América do Norte podem ser afetados.

Com o encerramento da primeira fase do LBA e a segunda em andamento, é importante construir sobre o que aprendemos durante a primeira fase, conforme descrito neste capítulo, e recomendar as direções da pesquisa futura:

1. Simulações regionais interanuais em alta resolução com esquemas melhorados de hidrologia e dinâmica ecológica (inclusive de fogo e aerossol) poderão oferecer resultados adicionais sobre as interações eco-hidro-clima (EHC) e retroalimentação em todas as escalas temporais e espaciais. Embora algum trabalho nessa direção tenha sido iniciado, são ainda necessários esforços da comunidade do LBA para elucidar os mecanismos complexos e os processos envolvidos nessas interações.

2. Com base nos vários experimentos de MCGs descritos acima e nos resultados teóricos fundamentados em modelos simples de água rasa, é razoável admitir que existe uma resposta de latitude média para o desmatamento da Amazônia, mas não está claro qual é o padrão preciso ou sua magnitude. Além disso, o uso de temperaturas climatológicas da superfície do mar (TSM) prescritas pode ter influência limitante na variabilidade

interanual do modelo. A reprodução desses resultados com a TSM transiente observada, ou com modelos oceano-atmosfera acoplados, é um próximo passo essencial a esses estudos para possibilitar análises adicionais sobre a variabilidade espacial e temporal dessas teleconexões.

3. Para simulações climatológicas de longo prazo, é também essencial simular a dinâmica do ecossistema e os vários parâmetros considerados na mudança do clima (ex., aumento de emissão de dióxido de carbono, mudança no uso da terra sob expansão agrícola, especialmente com o desenvolvimento de biocombustíveis como uma alternativa parcial ao combustível fóssil). Tais simulações provavelmente coloquem em evidência novos processos de retroalimentação ainda não considerados.

4. As interações entre processos regionais e em escala global são ainda simuladas por estratégia aninhada em uma única direção. Em outras palavras, usando a capacidade atual de modelagem, as dinâmicas de macroescala são forçadas nos campos de escala regional, mas o oposto (i.e., da escala regional à macroescala) não é simulado. A nova geração de modelos do sistema da Terra, tais como o Modelo Oceano-Terra-Atmosfera [Walko e Avissar, 2008a, 2008b], são capazes de simular essas interações em duas direções. Eles deveriam ser usados para elucidar a importância dessas interações.

*Agradecimentos.* M. A. Silva Dias e P. Silva Dias agradecem o apoio da FAPESP, CNPq e do Instituto do Milênio. A Fundação Moore financiou parte da pesquisa.

## REFERÊNCIAS

- Avissar, R., P.L. Silva Dias, M.A.F. Silva Dias, and C. Nobre (2002), The Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA): insights and future research needs, *J. Geophys. Res.*, *107*(D20), 8086, doi:10.1029/2002JD002704
- Avissar, R. and T. Schmidt (1998), An evaluation of the scale at which ground-surface heat flux patchiness affects the convective boundary layer using a Large-Eddy Simulation model. *J. Atmos. Sci.*, *55*, 2666-2689.
- Avissar, R. and Y. Liu (1996), A three-dimensional numerical study of shallow convective clouds and precipitation induced by land-surface forcing. *J. Geophys. Res.*, *101*(D3), 7499-7518.
- Baydia Roy, S. and R. Avissar (2002), Impact of land use/land cover change on regional hydrometeorology in Amazonia, *J. Geophys. Res.* *107*, 8037, doi:10.1029/2000JD000266..
- Berbet, M. L. C. and M. H. Costa (2003), Climate change after tropical deforestation: seasonal variability of surface albedo and its effects on precipitation change. *Journal of Climate*, *16*, 12, 2099-2104.
- Betts, A. K. and C. Jakob (2002), Evaluation of the diurnal cycle of precipitation, surface thermodynamics and surface fluxes in the ECMWF model using LBA data, *J. Geophys. Res.*, *107*, 8045, doi:10.1029/2001JD000427.
- Castro, C. L., R. A. Pielke Sr., and G. Leoncini (2005), Dynamical downscaling: Assessment of value retained and added using the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), *J. Geophys. Res.*, *110*, D05108, doi:10.1029/2004JD004721.
- Chagnon, F. J. F., and R. L. Bras (2005), Contemporary climate change in the Amazon, *Geophys. Res. Lett.*, *32*, L13703, doi:10.1029/2005GL022722.
- Correia, F. W. S., R. C. S. Alvalá, and A. O. Manzi (2007), *Theoretical and Applied Climatology*, Online First 10/2007 DOI: 10.1007/s00704-007-0335-z.
- Costa, M. H., Silvia N. M. Yanagi, P. J. O. P. Souza, Aristides Ribeiro and E. J. P. Rocha (2007), Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophysical Research Letters*, *34*, L07706.
- Costa, M. H. and J. A. Foley (2000), Combined effects of deforestation and doubled atmospheric CO<sub>2</sub> concentrations on the climate of Amazonia. *J. Climate*, *13*, 18-34.
- Cutrin, E., D. W. Martin, and R. Rabin (1995), Enhancement of cumulus clouds over deforested lands in Amazonia. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, *76*, 1801-1805.
- D'Almeida, C., C. J. Vorosmarty,, G. Hurtt, J. A. Marengo, S. L. Dingman and B. Keim (2007), The effects of deforestation on the hydrological cycle in Amazonia: a review on scale and resolution. *International Journal of Climatology*, *27*, 633-647.

- Dickinson, R.E. and A. Henderson-Sellers, A. (1988), Modelling tropical deforestation: A study of GCM land surface parametrizations. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, *1*, 14, 439-62
- Dolman, A.J., M.A.F. Silva Dias, J-C, Calvet, M. Ashby, A.S. Tahara, C. Delire, P. Kabat, G. F. Fisch, C. A. Nobre (1999), Meso-scale effects of tropical deforestation in Amazonia: preparatory LBA modelling studies. *Annales Geophysicae*, *17*, 1095-1110.
- Durieux L., L. A. T. Machado and H. Laurent (2003), The impact of deforestation on cloud cover over the Amazon arc of deforestation. *Remote Sensing of Environment*, *86*, 132-140.
- Eltahir, E. B. (1996), Role of vegetation in sustaining large-scale atmospheric circulations in the tropics. *J. Geophys. Res.*, *101*, 4255-4268.
- Findell, Kirsten L., Thomas R Knutson, and P C D Milly (2006), Weak simulated extratropical responses to complete tropical deforestation. *Journal of Climate*, *19*, *12*, 2835-2850.
- Fisch, G. F., J. Tota, L. A T. Machado, M. A. F. Silva Dias, R. F. F. Lyra, C. Nobre,, A. J. Dolman, J. H. C. Gash (2004), The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. . *Theoretical and Applied Climatology*, DOI 10.1007/s00704-004-0043-x , v. 78, n. 1-3, p. 47-59.
- Gandu, A.W., J. C. P. Cohen and J. R. S. Souza (2004), Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model". *Theoretical and Applied Climatology*, *78*, 123-135
- Gedney, N., and P. J. Valdes (2000), The Effect of Amazonian Deforestation on the Northern Hemisphere Circulation and Climate, *Geophys. Res. Lett.*, *27*, (19), 3053–3056.
- Grimm, A. M. and P. L. Silva Dias (1995), Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *Journal of Atmospheric Sciences*, *52*, *20*, 3538 - 3555.1995.
- Hahmann, A. and R. E. Dickinson, R. E. (1997), RCM2-BATS model over tropical South America: applications to tropical deforestation, *Journal of Climate*, *10*, 1944-1964.
- Hasler, N., D. Werth and R. Avissar (2009), Tropical Deforestation Impact on Global Hydroclimate: a Multi-Model Ensemble Analysis. *J. Climate*, *22*, 1124–1141.
- Henderson-Sellers, A., and V. Gornitz (1984), Possible climatic impacts of land cover transformations, with particular emphasis on tropical deforestation. *Climatic Change*, *6*, 231-257, doi:10.1007/BF00142475.
- Henderson-Sellers, A., R.E. Dickinson, T.B. Durbidge, P.J. Kennedy, K. McGuffie, and A.J. Pitman (1993), Tropical deforestation - modeling local-scale to regional-scale climate change. *J. Geophys. Res.*, *98*, 7289-7315.
- Hendon, H. H., B. Liebmann, M. Newman, J. D. Glick and J. Schemm (2000), Medium range forecast errors associated with active episodes of the Madden-Julian Oscillation. *Mon. Wea. Rev.*, *128*, 69-86.
- Jones, C., D. E. Waliser, J. K. Schemm and W. K. Lau (2000), Prediction skill of the Madden-Julian oscillation in dynamical extended range forecasts. *Climate Dyn.*, *16*, 273-289.
- Lean, J. and D. A. Warrillow (1989), Simulation of theregional climatic impact of Amazon deforestation. *Nature*, *342*, 41 1-13.
- Machado, L. A. T., H. Laurent, and A. A. Lima (2002), The diurnal march of the convection observed during TRMM-WETAMC/LBA, *J. Geophys. Res.*, *107*, 10.1029/2001JD000338.
- Negri, A. J., R. F. Adler, L. Xu and J. Surratt (2004), J. The impact of Amazonian deforestation on dry season rainfall. *Journal of Climate* *17*: 1306-1319.
- Nobre, C., P. Sellers and J. Shukla (1991), Amazonian deforestation and regional climate change. *J. Climate*, *4*, 957-988.
- Oyama, M. D., and C. A. Nobre (2003), A new climate-vegetation equilibrium state for Tropical South América. *Geophysical Research Letters*, *30*, *23*, 2199. doi: 10.1029/2003GL018600.
- Ramos da Silva , R. and R. Avissar (2006), The Hydrometeorology of a deforested region of the Amazon. *Journal of Hydrometeorology*, *7*, 1028-1042.
- Ramos da Silva, R. , D. Werth and R. Avissar (2008), Regional Impacts of Future Land-Cover Changes on The Amazon Basin During the Wet-Season Climate Impacts. *Journal of Climate*, *21*, p1153-1170.
- Raupp, C. F. M. and P. L. Silva Dias (2004) Effects of nonlinear processes on the inter-hemispheric energy propagation forced by tropical heat

- sources. *Brazilian Journal of Meteor.* 19 (2), 177-188.
- Raupp, C.F.M. and P. L. Silva Dias (2005), Excitation Mechanism of Mixed Rossby-Gravity Waves in the Equatorial Atmosphere: Role of the Nonlinear Interaction among Equatorial Waves. *Journal of the Atmospheric Sciences.* 62, no. 5, pp. 1446-1462.
- Raupp, C.F.M. and P. L. Silva Dias (2008), Resonant Wave Interactions and their Potential Role on Tropics-Extratropics Connection. *Journal of the Atmospheric Sciences.* 65, 3398, 3418.
- Salati, E., A. Dall'Olio, E. Matsui and J. R. Gat (1979), Recycling of Water in the Amazon, Brazil: an isotopic study.. *Water Resources Research*, 15 (5), 1250-125.
- Sampaio, G., C. Nobre and P. Satyamurty (2008), Climatic Consequences of Gradual Conversion of Amazonian Tropical Forests Into Degraded Pasture or Soybean Cropland: a new Vegetation-Climate Equilibrium State in Amazonia. International Scientific Conference Amazon in Perspective, Integrated Science for a Sustainable Future, Manaus, November 17-20, 2008. [http://www.lbaconferencia.org/lbaconf\\_2008/eng/index.htm](http://www.lbaconferencia.org/lbaconf_2008/eng/index.htm)
- Shukla, J., C. A. Nobre and P. (1990), Amazon Deforestation and Climate Change. *Science*, 247, 1322-5.
- Silva Dias, M. A. F. and P. Regnier (1996), Simulation of Mesoscale Circulations in a Deforested Area of Rondonia in the Dry Season. In: Amazonian Deforestation and Climate. J. Gash, C. Nobre, J. Roberts, R. Victoria, Eds., John Wiley & Sons, pp. 531-547.
- Silva Dias, P. L., J. P. Bonatti and V. E. Kousky (1987), Diurnally forced tropical tropospheric circulation over South America. *Mon. Wea. Rev.*, 115, 1465-1478.
- Silva Dias, P.L., W.H. Schubert and M. DeMaria (1983), Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. *J. Atmos. Sci.*, 40, 2689-2707.
- Soares Filho, B., A. Alencar, D. Nepstad, G. C. Cerqueira, M. Vera Diaz, S. Rivero, L. Solorzano and E. Voll (2004), Simulating the Response of Land-Cover Changes to Road Paving and Governance Along a Major Amazon Highway: The Santarém-Cuiabá Corridor. *Global Change Biology*, 10, 7, 745-764.
- Souza, E. P., N. O. Rennó and M.A.F. Silva Dias (2000), Convective circulations induced by surface heterogeneities. *Journal of Atmospheric Sciences*, 57, 2915-2922.
- Voldoire, A. and E. J. F. Royer (2004), Tropical deforestation and climate variability. *Climate Dynamics*, v. 22, p. 857-874.
- Walko, R. L. and R. Avissar (2008a), The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM). Part I: Shallow-Water Tests, *Mon. Wea. Rev.* 136, 4033-4044,.
- Walko, R. L. and R. Avissar (2008b), The Ocean-Land-Atmosphere Model (OLAM). Part II: Formulation and Tests of the Nonhydrostatic Dynamic Core *Mon. Wea. Rev.* 136, 4045-4062.
- Wang, J., R. L. Bras and E. A. B. Eltahir (2000), The Impact of Observed Deforestation on the Mesoscale Distribution of Rainfall and Clouds in Amazonia. *J. Hydrometeorology*, 1, 267-286.
- Werth, D. and R. Avissar (2002), The local and global effects of Amazon deforestation, *J. Geophys. Res.*, 107, (D20), 8087, doi:10.1029/2001JD000717.

---

R. Avissar, Rosenstiel School of Marine and atmospheric Science, University of Miami, 4600 Rickenbacker Causeway, Miami, FL 33149-1031, USA.

M. A. Silva Dias and P. Silva Dias, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/Universidade de São Paulo, Rua do Matão 1226, São Paulo, SP 05508-900, Brasil. (mafdsdia@model.iag.usp.br).

P. S. Dias, Laboratório Nacional de computação Científica (LNCC), Petrópolis, RJ 25651-075, Brasil.

*Tradução: Ivani Pereira*

*Revisão: Maria Assunção F. da Silva Dias*

*Copyright © 2010 American Geophysical Union, Washington, D.C., USA. All rights reserved.*

*These materials are protected by the United States Copyright Law, International Copyright Laws and International Treaty Provisions.*

*Estes materiais são protegidos pela Lei de Direitos Autorais dos Estados Unidos, por Leis Internacionais de Direitos Autorais e Disposições de Tratados Internacionais.*

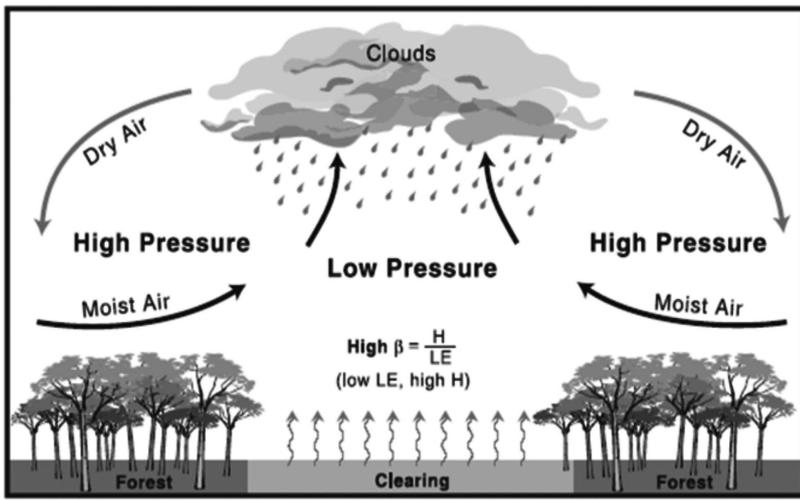


Figure 1

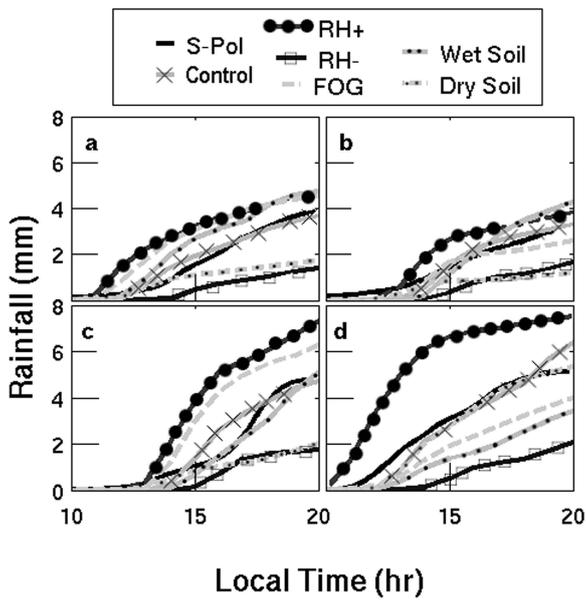


Figure 2

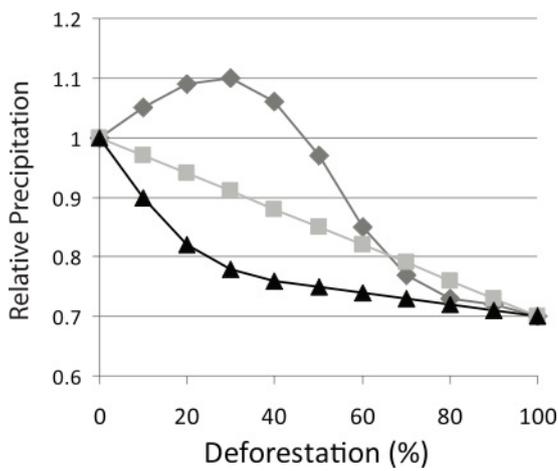


Figure 3

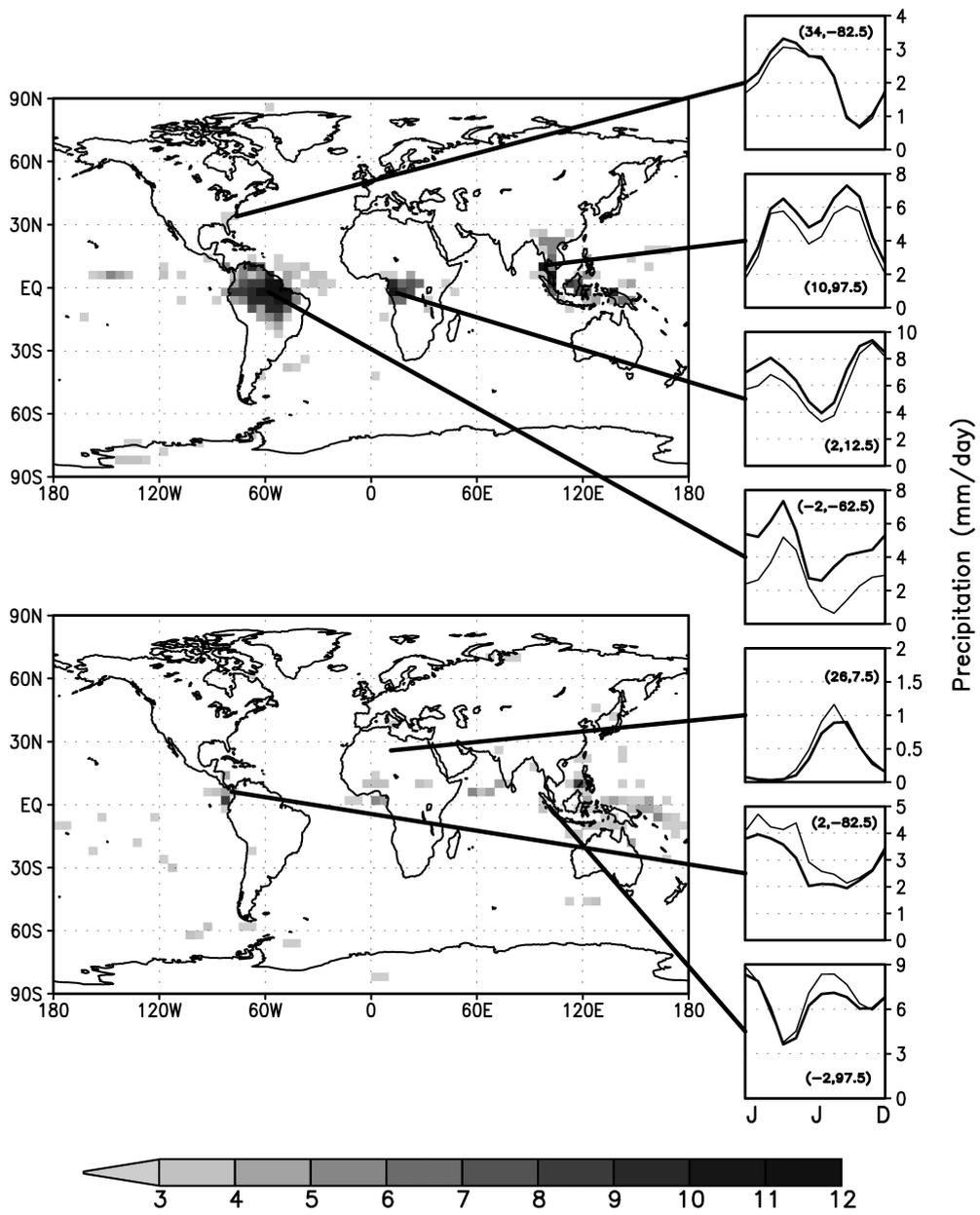


Figure 4