

CAPÍTULO 9

MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES, REVERSIBILIDADE E ATRIBUIÇÃO

Autores principais: Everaldo Barreiros de Souza – UFPA; Antonio Ocimar Manzi – INPA

Autores colaboradores: Gilvan Sampaio – INPE; Luiz Antonio Cândido – INPA; Edson José P. da Rocha – UFPA; José Maria Brabo Alves – FUNCEME; Manoel Ferreira Cardoso – INPE; Adriano Marlisom L. de Sousa – UFRA; Mariane M. Coutinho – INPE

Autores revisores: Alan Cavalcanti da Cunha – UNIFAP

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	322
9.1 INTRODUÇÃO	324
9.2 CONSTRUÇÃO DE CENÁRIOS DE EMISSÕES E SUAS INCERTEZAS	325
9.3 AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS DE PROJEÇÕES	326
9.4 ATRIBUIÇÃO DE MUDANÇAS AMBIENTAIS	327
9.5 PROJEÇÕES REGIONAIS DAS MUDANÇAS AMBIENTAIS PARA O SÉCULO XXI	328
9.6 COMENTÁRIOS FINAIS	336
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	336

SUMÁRIO EXECUTIVO

Cenários futuros do clima são previsões geradas por modelos climáticos que levam em consideração os diferentes cenários de emissões globais de gases do efeito estufa (GEE) propostos pelo IPCC. Atualmente, a melhor ferramenta científica disponível para a geração das projeções de mudanças ambientais é o *downscaling* (regionalização) dinâmico, cuja técnica consiste em usar um modelo climático regional “aninhado” a um modelo climático global (maiores detalhes sobre modelagem encontram-se no Capítulo 8). Basicamente, os dados dos conjuntos (*ensembles*) de modelos globais com baixa resolução espacial (~ 100 a 200 km²) são utilizados como condições de fronteira para o modelo regional que realiza as simulações em alta resolução espacial (~ 25 a 50 km²). Diversos estudos sugerem que o *downscaling* proporciona uma representação mais realística do clima nas diversas regiões do território Brasileiro, onde fatores regionais (proximidade com o oceano, topografia acentuada, solo e vegetação, dentre outros) funcionam como importantes moduladores das condições de tempo e clima, adicionados às forçantes de grande escala que são capturadas pelos modelos globais. Os resultados científicos consensuais das projeções regionalizadas de clima nos diferentes biomas do Brasil, considerando os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final (2071-2100) do século XXI, são resumidos na Figura 9.1. As mudanças percentuais na chuva e temperatura (°C) são relativas aos valores do clima atual (final do século XX). A Figura 9.1 mostra projeções de mudanças na chuva e temperatura para os períodos de verão (Dezembro a Fevereiro – DJF) e inverno (Junho a Agosto – JJA). Dependendo do cenário futuro de aquecimento global com baixa ou alta emissão de GEE, tais valores podem respectivamente oscilar entre ~5% e ~20% em precipitação e ~1°C e ~5°C na temperatura. Um aspecto consensual a se ressaltar, observado nas publicações recentes da comunidade científica brasileira e internacional, é a expectativa de diminuição significativa das chuvas em grande parte do centro-norte-nordeste do território Brasileiro. Os modelos de previsão de clima sugerem alta probabilidade de aumento dos eventos extremos de secas e estiagens prolongadas principalmente nos biomas da Amazônia, Cerrado e Caatinga, sendo que tais mudanças acentuam-se a partir da metade e final do século XXI. No que se refere à temperatura do ar na superfície, todas as projeções indicam condições de clima futuro mais quente, em função não só do aquecimento induzido pelas emissões antrópicas de GEE como também por processos regionais (urbanização, desmatamento, dentre outros) que alteram o balanço de energia propiciando aquecimento da superfície.

Em geral, as projeções climáticas possuem desempenho (*skill*) relativamente melhor nos setores norte/nordeste (Amazônia e Caatinga) e sul (Pampa) do Brasil e desempenho inferior no centro-oeste e sudeste (Cerrado, Pantanal e Mata Atlântica). Conforme ilustra a Figura 9.1, as projeções consensuais para os biomas brasileiros, baseadas nos resultados científicos de modelagem climática global e regional, são as seguintes:

AMAZÔNIA: Reduções percentuais de 10% na distribuição de chuva e aumento de temperatura de 1° a 1,5°C até 2040, mantendo a tendência de diminuição de 25% a 30% nas chuvas e aumento de temperatura entre 3° e 3,5°C no período 2041-2070, e redução nas chuvas de 40% a 45% e aumento de 5° a 6° C na temperatura no final do século (2071-2100). Enquanto as modificações do clima associados às mudanças globais podem comprometer o bioma em longo prazo (final do século), a questão atual do desmatamento decorrente das intensas atividades de uso da terra, representa uma ameaça mais imediata para a Amazônia. Estudos observacionais e de modelagem numérica sugerem, que caso o desmatamento alcance 40% na região, estima-se mudança drástica no padrão do ciclo hidrológico com redução de 40% na chuva durante os meses de Julho a Novembro, prolongando a duração da estação seca, além do aquecimento superficial em até 4°C. Assim, as mudanças regionais decorrentes do efeito do desmatamento somam-se àquelas provenientes das mudanças globais, constituindo condições propícias à savanização da Amazônia, um problema que tende a ser mais crítico na região oriental.

CAATINGA: Aumento de 0,5° a 1°C da temperatura do ar e decréscimo entre 10% e 20% da precipitação durante as próximas três décadas (até 2040), com aumento gradual de temperatura

de 1,5° a 2,5°C e diminuição entre 25% e 35% nos padrões de chuva no período de 2041-2070. No final do século (2071-2100) as projeções indicam condições significativamente mais quentes (aumento de temperatura entre 3,5° e 4,5°C) e agravamento do déficit hídrico regional com diminuição de praticamente metade (40 a 50%) da distribuição de chuva. Essas mudanças podem desencadear o processo de desertificação da caatinga.

CERRADO: Aumento de 1°C na temperatura superficial com diminuição percentual entre 10% a 20% na chuva durante as próximas três décadas (até 2040). Em meados do século (2041-2070) estima-se aumento entre 3° a 3,5°C da temperatura do ar e redução entre 20% e 35% da chuva. No final do século (2071-2100) o aumento de temperatura atinge valores entre 5° e 5,5°C e a diminuição da chuva é mais crítica, entre 35% e 45%. Acentuação das variações sazonais.

PANTANAL: Aumento de 1°C na temperatura e diminuição entre 5% e 15% nos padrões de chuva até 2040, mantendo a tendência de redução nas chuvas para valores entre 10% e 25% e aumento de 2,5° a 3°C da temperatura em meados do século (2041-2070). No final do século (2071-2100) predominam condições de aquecimento intenso (entre 3,5° e 4,5°C) com diminuição acentuada dos padrões de chuva de 35% a 45%.

MATA ATLÂNTICA: Como este bioma abrange áreas desde o sul, sudeste até o nordeste brasileiro, as projeções apontam dois regimes distintos. Porção Nordeste (NE): aumento relativamente baixo nas temperaturas entre 0,5° e 1°C e decréscimo nos níveis de precipitação em torno de 10% até 2040, mantendo a tendência de aquecimento entre 2° e 3°C e diminuição pluviométrica entre 20% e 25% em meados do século (2041-2070). Para o final do século (2071-2100) estimam-se condições de aquecimento intenso (aumento de 3° a 4°C) e diminuição de 30% e 35% na chuva. Porção Sul/Sudeste (S/SE): até 2040 as projeções indicam aumento relativamente baixo de temperatura entre 0,5° e 1°C com um aumento de 5% a 10% na chuva. Em meados do século (2041-2070) mantêm-se as tendências de aumento gradual de 1,5° a 2°C na temperatura e de aumento de 15% a 20% nas chuvas, sendo que essas tendências acentuam-se ainda mais no final do século (2071-2100) com padrões de clima entre 2,5° e 3°C mais quente e entre 25% a 30% mais chuvoso.

PAMPA: No período até 2040 prevalecem condições de clima regional de 5% a 10% mais chuvoso e até 1°C mais quente, mantendo a tendência de aquecimento entre 1° e 1,5°C e intensificação das chuvas entre 15% e 20% até meados do século (2041-2070). No final do século (2071-2100) as projeções são mais agravantes com aumento de temperatura de 2,5° a 3°C e 35% a 40% de chuvas acima do normal.

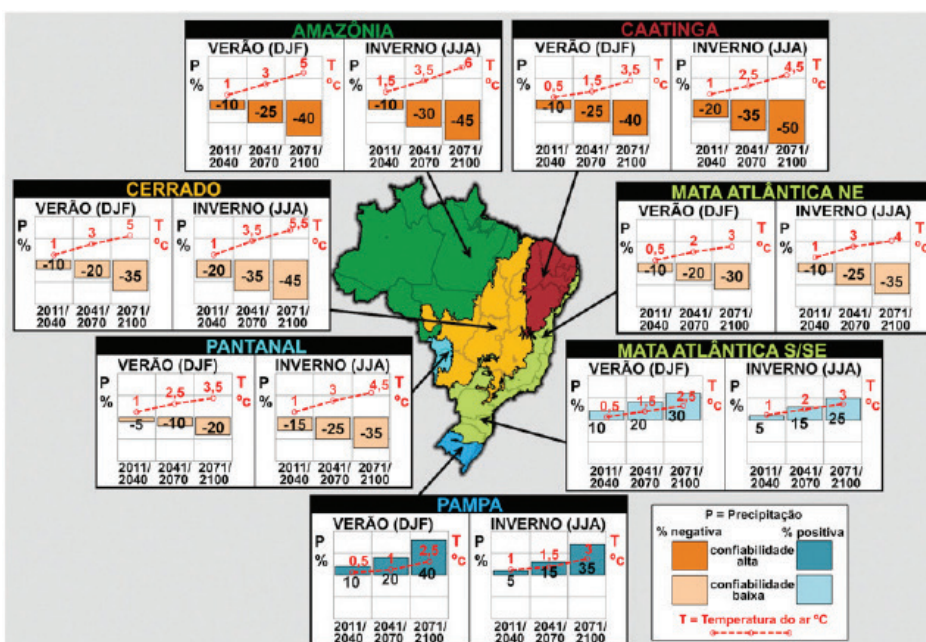


Figura 9.1. Projeções regionalizadas de clima nos biomas brasileiros da Amazônia, Cerrado, Caatinga, Pantanal, Mata Atlântica (setores nordeste e sul/sudeste) e Pampa para os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final (2071/2100) do século XXI, baseados nos resultados científicos de modelagem climática global e regional. As regiões com diferentes cores no mapa indicam o domínio geográfico dos biomas. A legenda encontra-se no canto inferior direito.

Em virtude do alto grau de vulnerabilidade das regiões norte e nordeste do Brasil, ressalta-se que as projeções mais preocupantes para o final do século são para os biomas Amazônia e Caatinga. Ambas apresentam tendências de aquecimento na temperatura do ar e de diminuição da chuva maiores do que a variação média global. Em termos de atribuição de causa física, sugere-se que essa mudança climática de redução na chuva associa-se aos padrões oceânicos tropicais anormalmente mais aquecidos sobre o Pacífico e Atlântico (ver discussões de anomalias de TSM no capítulo 3) esperados num clima futuro de aquecimento global. Por sua vez, estes modificam o regime de vento de forma a induzir diminuição no transporte de umidade e a prevalência de circulação atmosférica descendente (células de Hadley e Walker) sobre o Brasil tropical, inibindo a formação de nuvens convectivas e explicando assim as condições de chuva abaixo do normal (ver capítulo 8 para outras discussões).

Incertezas: embora na última década tenha havido melhorias substanciais na ciência do sistema terrestre (com formulações mais completas dos processos físicos, químicos e biológicos, incluindo suas complexas interações, dentro dos modelos do sistema climático global), aliado ao significativo avanço tecnológico em simulação computacional, as projeções climáticas e ambientais geradas pela modelagem climática trazem consigo diversos níveis de incertezas, cujas categorias principais são: **Incerteza sobre os cenários de emissões:** as emissões globais de GEE são difíceis de prever, em virtude da complexidade de fatores socioeconômicos, como demografia, composição das fontes de geração de energia, atividades de uso da terra e do próprio curso de desenvolvimento humano em termos globais; **Incerteza sobre a variabilidade natural do sistema climático:** os processos físicos e químicos da atmosfera global são de natureza caótica, de forma que o clima pode ser sensível às mudanças mínimas (variações não-lineares) de difícil mensuração tanto nos dados observacionais como nos resultados dos modelos;

Incertezas dos modelos: A capacidade de modelar o sistema climático global é um grande desafio para a comunidade científica, sendo fatores limitantes a representação ainda incompleta de processos como o balanço de carbono global e regional, o papel dos aerossóis no balanço de energia global, a representação dos ciclos biogeoquímicos e fatores antrópicos como desmatamento e queimadas (as nuvens também são importantes fontes de incerteza nos modelos climáticos). Por outro lado, ainda que sejam usados os mesmos cenários de emissões, diferentes modelos produzem diferentes projeções das mudanças climáticas, constituindo assim outra fonte de incerteza, a qual pode ser avaliada através da aplicação de conjuntos de simulações (*ensembles*) de modelos globais e regionais.

Em geral os modelos proporcionam resultados satisfatórios sobre o comportamento do clima presente (século XX). Portanto, a despeito das incertezas citadas, as projeções sobre a análise consistente das mudanças climáticas futuras ao longo do século XXI são plausíveis e necessárias. Estas se constituem em informações inovadoras e valiosas tanto para fins de mitigação de impactos e vulnerabilidade junto à sociedade que habita os diferentes biomas brasileiros quanto para aperfeiçoar o planejamento de ações de adaptação e minimização dos efeitos das mudanças climáticas. Considerando as diferenciadas projeções resultantes de potenciais impactos socioeconômicos e ambientais devido às mudanças do clima nos diferentes biomas brasileiros, já é possível (e recomendável) o planejamento e tomada de decisão imediata e de longo prazo.

9.1 INTRODUÇÃO

Diante da preocupação mundial concernente à problemática do aquecimento global e indicações de mudanças climáticas significativas no decorrer do século XXI (*IPCC, 2007*), há urgente necessidade de se elaborar as bases técnico-científicas que auxiliem o planejamento governamental nas questões de mitigação e estudos científicos de impactos, adaptação e vulnerabilidade. O Brasil possui um vasto território com diferenças regionais pronunciadas das quais algumas são particularmente vulneráveis aos eventos climáticos extremos. Assim sendo, as projeções de clima futuro fornecem informações valiosas constituindo-se em ferramentas úteis ao planejamento estratégico e à tomada de decisão visando minimizar impactos potencialmente desastrosos nas atividades socioeconômicas e no próprio meio ambiente.

O presente capítulo tem como objetivo a apresentação das projeções geradas por modelos globais e regionais que levam em consideração os diferentes cenários de emissões globais de gases do efeito estufa (GEE) propostos pelo IPCC. Atualmente, uma das ferramentas científicas mais usadas na geração das projeções de mudanças ambientais é o *downscaling* (regionalização) dinâmico. Esta técnica consiste em usar um modelo climático regional “aninhado” a um modelo climático global (maiores detalhes sobre modelagem encontram-se no Capítulo 9). Basicamente, as saídas dos conjuntos (*ensembles*) de modelos globais com baixa resolução espacial (~ 100 a 200 km²) são utilizadas como condições de fronteira dentro do modelo regional que realiza as simulações em alta resolução espacial (~ 25 a 50 km²). Diversos estudos sugerem que o *downscaling* proporciona uma representação mais realística do clima nas diversas regiões do território Brasileiro, onde fatores regionais (proximidade com o oceano, topografia acentuada, solo e cobertura superficial, dentre outros) funcionam como importantes moduladores das condições de tempo e clima, adicionados às forçantes de grande escala que são capturadas pelos modelos globais.

Um ponto relevante a ser abordado neste capítulo, é a discussão sobre a acúmulo de incertezas envolvidas na geração das simulações e projeções do clima presente e futuro. Tais incertezas são de diversas origens e categorias: cenários de emissões globais, a natureza caótica da variabilidade climática, e o nível de complexidade física dos modelos que incluem representação ainda incompleta de processos como o balanço de carbono global e regional, a influência de aerossóis no balanço de energia global, ciclos biogeoquímicos e fatores antrópicos como desmatamento e queimadas.

9.2. CONSTRUÇÃO DE CENÁRIOS DE EMISSÕES E SUAS INCERTEZAS

O IPCC (IPCC 2007) através de seu Relatório Especial sobre Cenários de Emissões – SRES (sigla em inglês de *Special Report on Emissions Scenarios*) elaborou projeções das emissões dos principais gases de efeito estufa (GEE) para serem usados nas integrações dos modelos climáticos e ambientais globais. Os cenários futuros elaborados no SRES compreendem diferentes projeções temporais de emissões de GEE durante o século XXI. Cada cenário corresponde a diferentes níveis globais de desenvolvimento social, econômico e tecnológico, crescimento populacional, preocupação com o meio ambiente e aspectos regionais. Estas são consideradas como as principais forças motrizes mantenedoras das tendências de emissões globais. Quatro famílias de cenários foram criadas: A1, A2, B1 e B2. A família A1 consiste de três cenários diferentes caracterizados por diferenças nas tecnologias usadas no futuro para geração de energia: A1FI (intensivo em combustível fóssil), A1B (balanceado), e A1T (predominantemente combustíveis não fósseis). Cada um dos seis cenários é igualmente possível e serve de base para que os modelos climáticos globais realizem as previsões quantitativas do clima global atual e futuro (IPCC, 2007). A Figura 9.2 ilustra graficamente o aquecimento global durante o século XXI previsto para cada cenário de emissões do IPCC (IPCC 2007). Na literatura, os estudos de impactos ambientais consideram principalmente os cenários A1B e A2. A história de futuro da família de cenários A2 descreve um mundo muito heterogêneo baseado na autosuficiência das nações e na preservação de identidades locais. Neste cenário o aumento contínuo da população global aliado à lentidão de avanços tecnológicos dão lugar a um grande aumento nas emissões de GEE até o ano 2100. A concentração de CO₂ na atmosfera aumenta de um valor de aproximadamente 370 partes por milhão em volume (ppmv) em 1999 para cerca de 550 ppmv em 2100 (cenário B1) e para mais de 830 ppmv (cenário A2), ou seja, cerca de três vezes maior do que a concentração antes da era industrial que era cerca de 280 ppmv. A concentração dos outros GEE (principalmente CH₄, N₂O e O₃) também aumenta no cenário A2. Os demais cenários (B2 e A1) são semelhantes entre si e intermediários entre o cenário de baixa emissão B1 e o cenário de alta emissão A2 (IPCC, 2007). Ao divulgar os resultados do quarto relatório, o IPCC (2007) afirmou que a maior parte do aumento na temperatura global observado nos últimos 50 anos (aumento da ordem de 0,5°C) é devido à intensificação do efeito estufa associado ao aumento significativo das emissões de GEE provenientes primordialmente de atividades antrópicas. Para o século XXI, as projeções obtidas por *ensembles* de multi-modelos globais baseados nos diferentes cenários do IPCC indicam um aumento sistemático de temperatura do ar próximo à superfície terrestre que varia de aproximadamente 2°C (no cenário de baixa emissão) até 4°C (no cenário de alta emissão), conforme ilustra a Figura 9.2,

sendo que o aumento de temperatura é consideravelmente maior sobre os continentes (maior número de dias quentes e ondas de calor em todas as regiões continentais) do que sobre os oceanos. Neste cenário de clima futuro mais quente, há probabilidade significativa de aumento na frequência e intensidade dos eventos extremos como furacões, inundações e secas prolongadas, além do aumento de precipitação em regiões muito chuvosas e diminuição nas regiões que sofrem com a escassez de água.

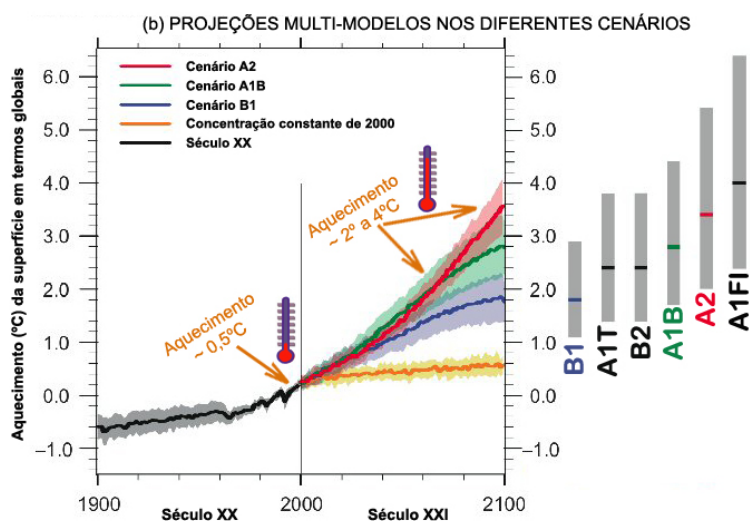


Figura 9.2. Projeções de aumento de temperatura global para o século XXI geradas por conjuntos de modelos globais levando-se em consideração os diferentes cenários de emissões do IPCC. Fonte: Adaptado de IPCC (2007).

9.3. AVALIAÇÃO DE METODOLOGIAS DE PROJEÇÕES

Nas últimas duas décadas houve avanço significativo tanto na tecnologia e arquitetura computacional de integração numérica dos modelos, como na representação matemática dos processos físicos, químicos e biológicos e suas complexas interações dentro do sistema climático global. Com isso, os modelos climáticos globais e regionais são a melhor ferramenta disponível para a geração de cenários futuros de mudanças climáticas e ambientais. Adicionalmente, estudos com abordagem de *downscaling* estatístico (ver capítulo 8, seção 8.2.4), que utilizam dados observacionais, são igualmente importantes na geração de simulações do clima presente e futuro. Não obstante, apesar dos avanços científicos e tecnológicos, os resultados dos modelos devem ser usados com cautela, em virtude das incertezas de origem variadas. Como os próprios cenários futuros do IPCC, em que os modelos se baseiam, são prováveis de acontecer, conseqüentemente as projeções climáticas e ambientais extraídas dos modelos também trazem consigo diversos níveis de incertezas. Outros aspectos ligados à física e funcionamento do sistema climático, por exemplo, mudanças nos padrões de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os Oceanos Pacífico e Atlântico, representação simplista do efeito das nuvens e aerossóis na dinâmica e química da atmosfera, bem como os processos de *retroalimentação* da superfície ligados ao fechamento dos balanços de energia e de carbono em termos global e regional - não totalmente resolvidos nos modelos, se somam as principais fontes de incertezas nas previsões de mudanças ambientais.

Mesmo que modelos climáticos produzam impactos semelhantes na mudança de temperatura, os impactos regionais na mudança da precipitação podem variar significativamente (Li *et al.*, 2006) em parte devido à natureza caótica intrínseca da atmosfera e a ausência de processos físicos atuantes em várias escalas. Isto apresenta um problema quando se avalia os impactos das mudanças climáticas sobre os sistemas naturais. Além disso, a resolução espacial dos modelos climáticos globais é baixa, o que reduz muito o realismo das projeções locais da mudança climática, especialmente para o Brasil que possui biomas diferenciados com fisiografia complexa e características de superfície diversificadas. A limitação das projeções climáticas de grande escala (extraídas dos modelos globais) tem levado a geração de cenários regionalizados para a América do Sul (Ambrizzi *et al.*, 2007) baseado na técnica de *downscaling* dinâmico (ver capítulo 8, seção 8.2.3), cuja metodologia consiste em utilizar um modelo climático regional em alta resolução espacial (para "enxergar" e simular o papel dos efeitos regionais, como topografia e cobertura de superfície, entre outros atributos físicos), forçado com condições de contorno advindas dos modelos globais (que por sua vez "enxergam" o efeito dos processos ou mecanismos globais).

Ambrizzi *et al.* (2007) apresentaram cenários regionalizados do clima futuro gerados por três modelos regionais: HadRM3P, RegCM3 e ETA integrados com 50 km de resolução espacial e condição de fronteira do modelo HadAM3P para os cenários futuros B2 e A2. Os resultados de Ambrizzi *et al.* 2007 consideram 30 anos do século XX (1960-1990), denominado de clima presente, em que verificaram-se algumas diferenças entre os três modelos ao simular o clima de verão. Por exemplo, a distribuição de chuvas ao longo da posição climatológica da ZCAS parece ser mais bem representada pelo HadRM3P que nos outros dois modelos, sendo que o RegCM3 concentra mais chuva no noroeste da Amazônia e menos no sudeste, ao passo que o ETA tem um comportamento inverso. Por outro lado, é visível que o HadRM3P superestima a precipitação ao longo dos Andes, o que é menos acentuado nos outros dois modelos regionais (Ambrizzi *et al.* 2007). Para o final do século XXI (2071-2100), os modelos HadRM3P, RegCM3 e ETA indicam impactos distintos na precipitação regional, principalmente a projeção de diminuição acentuada na precipitação em toda a Amazônia. Alves e Marengo (2009) também utilizaram o modelo regional (HadRM3P), com resolução horizontal de 40 km, para gerar *downscaling* dinâmico do clima presente, a partir dos resultados do modelo climático global HadAM3P no período de 1961 a 1990. Os resultados mostram que o modelo regional HadRM3P tem bom desempenho no prognóstico de precipitação apenas na parte norte da região, semelhante ao apresentado tipicamente pelos modelos climáticos globais. No estudo de Pesqueiro *et al.* (2009), o *downscaling* do clima presente (1961-1970) para a América do Sul foi obtido usando o modelo regional Eta com condições de fronteira do modelo HadAM3P. Durante os meses de verão o modelo regional apresentou redução do erro na estimativa de precipitação comparado ao modelo HadAM3P. As correlações das anomalias de precipitação da estação de verão foram superiores para as áreas leste e sul da Amazônia. Os trabalhos científicos que aplicaram o *downscaling* usaram resolução não superior a 40 km, com impactos diferenciados na representação da chuva durante a estação de verão da América do Sul. Em geral, os modelos regionais apresentaram melhor desempenho na representação da precipitação, comparados aos modelos globais. Nestes estudos pouco se avaliou sobre a capacidade dos modelos em representar a ocorrência de eventos extremos de precipitação, associados a sistemas de menor escala. Isso indica uma limitação e a necessidade de refinar ainda mais as escalas nos estudos com modelos regionais.

9.4 ATRIBUIÇÃO DE MUDANÇAS AMBIENTAIS

Não obstante, os cenários de emissões nos estudos de impactos ambientais se baseiam em aplicações de metodologias empírico-estatísticas (Mendes e Marengo, 2010), modelos climático-ambientais aninhados (Oyama, 2003; Salazar *et al.*, 2007) e modelos ambientais (Streck e Alberto, 2006) forçados por bases de dados de cenários climáticos. Os melhores exemplos de aplicação estão nas áreas de recursos hídricos com ênfase na demanda hídrica e geração de energia, na agricultura com foco no estudo do impacto na produção agrícola das principais culturas e no impacto na cobertura vegetal dos biomas (Salazar *et al.*, 2007). Através de simulações considerando aumentos na concentração de CO₂ para 700 ppmv e aumentos de temperatura de 2 a 6°C, Streck e Alberto (2006) indicam que pode haver aumento na produtividade do trigo se a temperatura for elevada em até 3°C. Já para o milho, o incremento na temperatura superior a 2°C anula o efeito do aumento da concentração de CO₂ (Streck e Alberto, 2006). A cultura da soja foi a que mais resistiu ao maior aquecimento da atmosfera, em que a redução no rendimento ocorreu apenas quando o incremento na temperatura atingiu 6°C (Streck e Alberto, 2006). Streck e Alberto (2006) concluem que mesmo existindo alguns benefícios referentes à maior concentração de CO₂ na atmosfera, o aumento da temperatura resultante pode impedir o aumento na produtividade e os impactos associados à alteração da precipitação foram pequenos quando comparados ao do aquecimento. Algumas interações fundamentais ainda precisam ser consideradas nos estudos de impacto climático na agricultura, tais como: o acoplamento de modelos de cultura no desenvolvimento de cenários climáticos; a consideração da incidência de pragas e plantas daninhas ainda não contempladas nos modelos de cultura; e a prática do cultivo envolvendo métodos de plantio e uso de irrigação. Para isso as escalas dos cenários climáticos terão de ser mais apropriadas (refinadas) à agricultura.

Em relação à dinâmica do desmatamento na Amazônia, os modelos consideram a incorporação de processos antrópicos como a criação de estradas em associação com a implantação de áreas de proteção permanente, com o objetivo de estimar as emissões de GEE evitadas. Por exemplo, Fearnside *et al.* (2009b)

utilizando um modelo de dinâmica de desmatamento estimou para meados do século XXI (2050) o avanço do desmatamento na Amazônia, considerando dois cenários: um denominado de “*business-as-usual*” (que significa manutenção das tendências atuais de desmatamento) e outro de conservação (o que implica na implantação de áreas protegidas seguindo a agenda do governo através de seus projetos de conservação para a Amazônia programados para até 2050), sendo que os resultados indicam que tal proposição de conservação pode contribuir com a redução das taxas de desmatamento, com uma redução das emissões de GEE por desmatamento evitado.

A demanda de biocombustível e o seu impacto na mudança de cobertura e uso do solo é foco de vários estudos (Lapola *et al.* 2010; Loarie *et al.* 2011; Cabral *et al.* 2003) avaliando os efeitos diretos e indiretos no desmatamento em outras áreas. Lapola *et al.* (2010) aplicaram um modelo de mudança de cobertura e uso do solo para projetar o impacto da expansão da área de cultivo da cana-de-açúcar para produção de etanol no Brasil. Segundo os autores os cenários de aumento da área produtora de cana-de-açúcar no sudeste do Brasil pode intensificar o desmatamento na Amazônia até 2020, o que pode inviabilizar a contribuição por emissões evitadas dos processos de biocombustíveis.

Os efeitos provenientes das ações humanas estão difusos e misturados aos decorrentes de fatores naturais ou mesmo intensificados pelo aumento da temperatura média da atmosfera global. O melhor exemplo de impacto da ação antrópica é a mudança de cobertura e uso do solo associado à agricultura e pecuária. No Brasil o aumento da demanda por biocombustíveis, particularmente derivado da cana-de-açúcar, tem levado a hipótese de que irá aumentar a mudança de cobertura vegetal na região do cerrado, com possibilidade de reduzir a área de plantio destinada à alimentação, e que podem ter efeitos indiretos inclusive na Amazônia através da intensificação e migração do desmatamento para outras fronteiras (Nepstad *et al.*, 2008).

Estudos dessa dinâmica territorial da cobertura vegetal apontam para impactos locais imediatos que já podem ser estimados através de dados de satélites que mostram não só as mudanças na cobertura vegetal, mas também seus efeitos em propriedades físicas como refletividade e temperatura. Assim, esses dados têm sido utilizados recentemente para avaliar o impacto no clima local da substituição de áreas naturais e de agricultura de alimentos por cana-de-açúcar no cerrado brasileiro. Loarie *et al.* (2011) utilizaram dados históricos de satélite de temperatura, refletividade e evapotranspiração sobre áreas naturais, de pastagem e de cana-de-açúcar e avaliariam as mudanças provocadas pelas transformações associadas à produção da cana. Os resultados mostram que a substituição de áreas naturais por pastagens contribui para um aquecimento de 1,5°C, enquanto a mudança subsequente de áreas de pastagens para canavial a temperatura reduz 0,9°C. O resfriamento é ocasionado pela perda por evapotranspiração da cana-de-açúcar, cujos resultados são também consistentes com as análises experimentais feitas por Cabral *et al.* (2003). Tais análises sugerem que o efeito local da expansão da cana-de-açúcar promove um menor aquecimento quando comparado à pastagem. Portanto, além de permitir o estudo do impacto local associados às atividades antrópicas, esse tipo de estudo representa um bom exercício metodológico para a questão de atribuição, permitindo quantificar as mudanças de origem antrópica devido à alteração da cobertura superficial do solo.

Mudanças nos sistemas físicos e biológicos só podem ser atribuídas às mudanças climáticas regionais com base em análises estatísticas bem documentadas, confirmadas por nível de compreensão dos processos e interpretação dos resultados. A atribuição de mudanças nos sistemas naturais pelo aquecimento antrópico requer uma abordagem interdisciplinar aprofundada com integração de dados físicos-ambientais (clima, solo, propriedades do ecossistema) e sociais (atividades produtivas humanas, incluindo dinâmica de ocupação). Assim, a abordagem para a atribuição conjunta envolve a ligação de modelos climáticos com modelos ambientais dos sistemas naturais causadas por diferentes fatores. Essa estrutura de estudo ainda não é explorada em estudos de impacto nos ecossistemas brasileiros.

9.5. PROJEÇÕES REGIONAIS DAS MUDANÇAS AMBIENTAIS PARA O SÉCULO XXI

Conforme mencionado anteriormente, a melhor ferramenta para projetar cenários de alterações climáticas para o futuro constitui-se nos modelos matemáticos do sistema climático global, os quais consideram os aspectos quantitativos (numéricos) dos componentes do sistema climático global (atmosfera, oceanos, criosfera, vegetação, etc.) e suas interações. Porém, há duas grandes fontes de incertezas ao utilizar estes modelos. A primeira é que não sabemos precisamente a trajetória futura das emissões dos GEE, que depende de decisões humanas sobre o caminho sócio-econômico-ambiental desejado que venha a ser efetivamente implementado. A segunda advém do fato que diferentes modelos climáticos simulam condições futuras divergentes (na previsão de chuva), dado o mesmo cenário do IPCC. Assim, uma maneira de abordar estas duas incertezas é utilizar vários cenários de emissões de GEE em diferentes conjuntos (*ensemble*) de modelos climáticos.

Uma discussão sobre as projeções climáticas anuais e sazonais para meados e final do século XXI pode ser encontrada em Marengo *et al.* (2009) baseado nos resultados de modelos globais forçados com cenários A2 (manutenção dos padrões de emissões de GEE observados nas últimas décadas, chegando em 2100 com concentrações atmosféricas de CO₂ de 850 ppmv) e B2 (estabilização das emissões de GEE com concentração no final deste século atingindo 550 ppmv). As análises destes cenários mostram maiores diferenças nas anomalias de precipitação e temperatura entre os diferentes modelos do que entre os diferentes cenários para o mesmo modelo. O aquecimento projetado para América do Sul varia de 1° a 4°C para o cenário de baixa emissão e de 2° a 6°C para o cenário de alta emissão. Em resumo, as projeções indicam a prevalência de um clima substancialmente mais quente para qualquer dos cenários e modelos climáticos considerados. Esta análise é mais complicada para as mudanças na precipitação, uma vez que os diferentes modelos apresentam diferenças no valor e no sinal da anomalia de precipitação. Em termos gerais para o Brasil as regiões mais afetadas seriam a Amazônia e o Nordeste Brasileiro, em processos relacionados com o provável enfraquecimento da célula de Hadley no Hemisfério Norte (ocasionando uma ZCIT mais ao norte, já que o gradiente de temperatura neste hemisfério diminuiria) e aumento da concentração de vapor de água atmosférico na região equatorial. Porém, a discordância entre os modelos é significativa: enquanto alguns modelos apontam para anomalias positivas (Li *et al.* 2006) de precipitação sobre a Amazônia e Nordeste Brasileiro, outros apontam para anomalias negativas (Giorgi e Francisco, 2000; Oyama e Nobre, 2003), muito embora ambas as regiões sejam consideradas como locais de previsibilidade climática mais alta em comparação com as demais regiões do Brasil (Moura e Hastenrath, 2004). O que entra em cena aqui são as diferentes parametrizações que cada modelo utiliza para representar os processos de superfície, culminando na representação limitada de sistemas convectivos de escala regional (como complexos convectivos de mesoescala ou linhas de instabilidade). Tanto na Amazônia, como no Nordeste Brasileiro, os sistemas convectivos de mesoescala, junto com a ZCIT, são de suma importância para os regimes de precipitação em escala local (Cohen *et al.* 1995; Satyamurty *et al.*, 1998).

Os resultados dos modelos climáticos globais que são utilizados para elaborar as projeções futuras possuem resolução espacial entre 100 e 200 km de latitude/longitude, ou seja, constituem baixa resolução espacial. A regionalização, ou *downscaling*, das projeções dos modelos globais através do uso de modelos climáticos regionais de alta resolução sobre a área de interesse é a técnica mais aceita para escalonar as variáveis climáticas da relativamente baixa resolução espacial dos modelos climáticos globais para escalas locais mais refinadas. Na técnica de *downscaling*, os modelos regionais utilizam como condições de fronteira (ou de contorno) nas laterais do domínio geográfico, os dados provenientes dos modelos climáticos globais. Com o objetivo de produzir cenários de mudança climática em escala regionalizada (50 km) para América do Sul, o projeto “Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território Brasileiro ao longo do Século XXI”, financiado pelo Projeto de Conservação e Utilização Sustentável da Diversidade Biológica Brasileira – PROBIO (Marengo, 2003) e com o apoio do MMA/BIRD/GEF/CNPq e pelo *Global Opportunity Fund* do Reino Unido, através do projeto “Using Regional Climate Change Scenarios for Studies on Vulnerability and Adaptation in Brazil and South America” (Marengo e Ambrizzi, 2006) utilizaram três modelos regionais (ETA/CPTEC, RegCM3 e HadRM3P) para elaborar cenários de mudança climática. Estes modelos regionais projetam para o final século XXI um aumento médio de temperatura para a Amazônia de 2° a 4°C e diminuição de precipitação de 1 mm/dia a 4 mm/dia, principalmente no leste da Amazônia, conforme mostra a Figura 9.2. Segundo Ambrizzi *et al.* (2007), as mudanças climáticas mais intensas para o final do século XXI, relativo ao clima atual vão acontecer

na região tropical, principalmente na Amazônia e Nordeste do Brasil, as quais são regiões atualmente consideradas como “Climate Change Hot Spot” em virtude das mesmas apresentarem alto grau de vulnerabilidade às mudanças climáticas, tanto na componente social como em termos da biodiversidade.

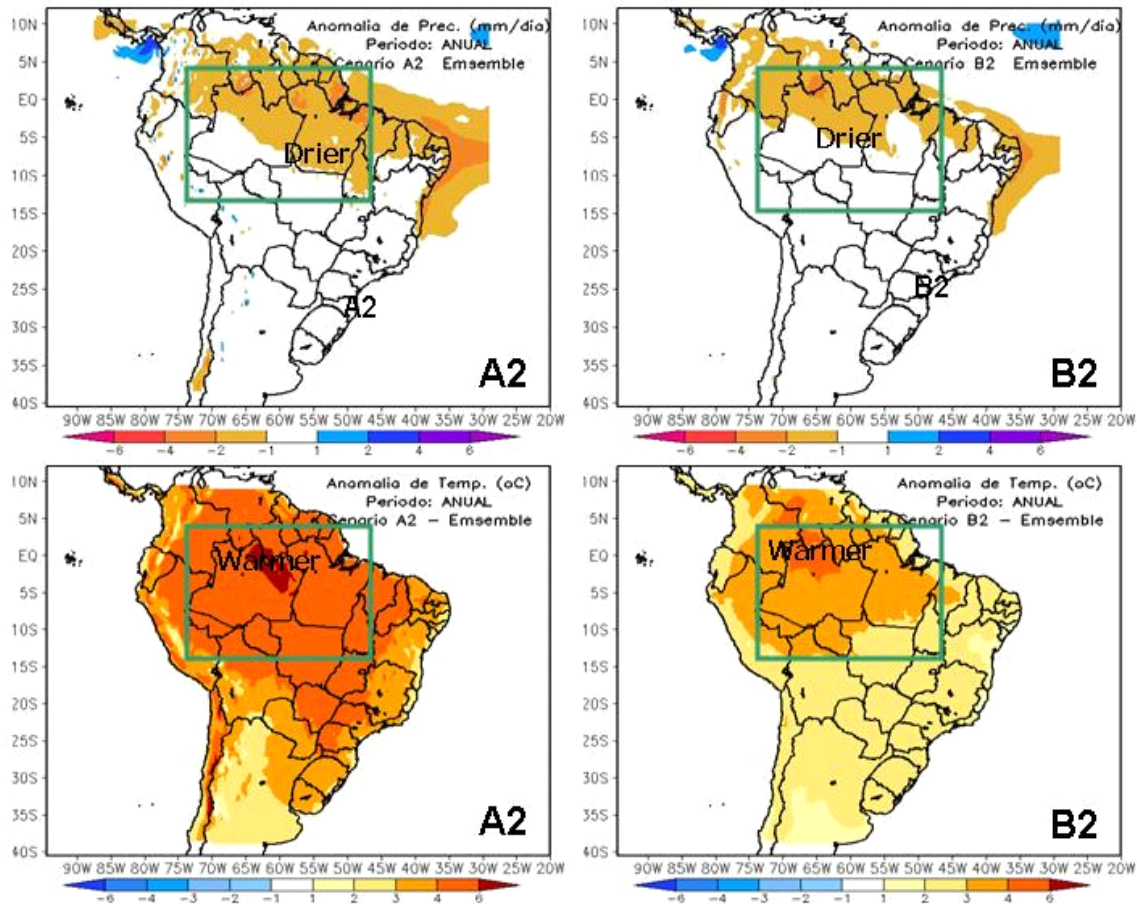


Figura 9.3. Anomalias de precipitação em mm/dia (painel superior) e temperatura do ar em °C (painel inferior) para o período 2071-2100 considerando os cenários A2 e B2. As projeções representam a média de três modelos regionais Eta/CPTEC/RegCM3/HadRM3P com resolução de 50 km. Fonte: Ambrizzi et al. (2007).

Em princípio, o avanço do conhecimento científico sobre o funcionamento do complexo sistema climático em termos globais pode levar, em pouco tempo, à diminuição das incertezas nas projeções das alterações das mudanças climáticas em escala regional. Entretanto, experimentos em diversos estudos numéricos demonstraram sinais de que o aumento na resolução espacial e na complexidade física torna os modelos mais realistas, mas isso não necessariamente implica em diminuição da incerteza (Silva Dias e Dias, 2007).

De qualquer maneira, uma das projeções importantes (Vincent et al., 2005; Marengo et al. 2009) é a que diz respeito a maior ocorrência de extremos climáticos tais como secas, veranicos, vendavais, tempestades severas, inundações, dentre outros, com alta probabilidade de aumento em um planeta mais aquecido. A ocorrência de eventos extremos registrados no Brasil nos últimos anos, com todas as suas gravíssimas consequências sociais e ambientais, ilustra bem a necessidade de uma estratégia de adaptação para o país nos vários setores de atividades econômicas (Vincent et al. 2005; Marengo et al. 2009). Eventos extremos como a seca de 2005 no oeste e sudoeste da Amazônia, num cenário futuro de aquecimento global devido à intensificação do efeito estufa ocasionados pelas altas emissões de CO₂ na atmosfera global, podem se tornar mais frequentes até o final do século XXI.

A questão das possíveis alterações nos biomas brasileiros como resposta aos cenários de mudanças climáticas tem sido recentemente investigada através de modelos biogeográficos ou modelos de biomas (Oyama e Nobre 2003; Salazar et al., 2007). Estes modelos usam como tese central que o clima

exerce o controle dominante sobre a distribuição da vegetação. Os modelos biogeográficos podem simular a vegetação potencial (sem os efeitos dos usos da terra e do solo) baseando-se em alguns parâmetros climáticos, tais como a temperatura e a precipitação. Devido a simplicidade destes modelos e a existência de regras empíricas globais entre a vegetação natural e o clima, estes modelos têm sido utilizados para a estimativa de impactos das mudanças climáticas na cobertura vegetal (King e Neilson, 1992; Clausen e Esch, 1994, Nobre *et al.*, 2004, Salazar *et al.*, 2007). Oyama e Nobre (2003) desenvolveram um modelo de vegetação potencial (CPTEC-PVM) que consegue representar a distribuição global e regional dos diferentes biomas, particularmente os biomas da América do Sul onde outros modelos extensamente utilizados como o BIOME (Prentice *et al.*, 1992) e o BIOME3 (Haxeltine e Prentice, 1996) têm algumas deficiências. Preliminarmente, deve-se mencionar que ecossistemas naturais não têm capacidade intrínseca de migração ou adaptação a mudanças climáticas na escala de tempo em que estão ocorrendo, isto é, da ordem de décadas. Ecossistemas migram ou se adaptam naturalmente a flutuações climáticas ocorrendo na escala de muitos séculos a milênios (Haxeltine e Prentice, 1996). Portanto, devemos esperar rearranjos significativos dos biomas, com sérias consequências para a manutenção da mega-diversidade biológica dos biomas brasileiros, com o resultado de sensível empobrecimento biológico (Nobre *et al.*, 2004). Para avaliar quantitativamente as prováveis alterações e redistribuições dos biomas na América do Sul para o século XXI, em resposta aos cenários de mudanças climáticas, Salazar *et al.* (2007) utilizaram o modelo de vegetação potencial CPTEC-PVM (Oyama e Nobre, 2003) forçado com resultados das previsões de precipitação e temperatura de quinze modelos climáticos forçados com os cenários do IPCC/AR4. Foram analisados os cenários A2 e B1 que representam cenários de alta e baixa emissão de CO₂, respectivamente. A resolução horizontal dos modelos varia entre 1 e 2 graus de latitude e longitude. A Figura 9.3 apresenta a vegetação potencial atual e a redistribuição de biomas projetados para o final do século XXI (2090-2099). Para a América do Sul Tropical, tomando-se uma média destas projeções, os resultados indicam a projeção de aumento na área de savanas (com o cerrado invadindo o Pará) e substituição da área de caatinga por semideserto no núcleo mais árido do Nordeste do Brasil (Nobre *et al.*, 2004). Em particular, o modelo HADCM3 é o que projeta o cenário mais extremo para a Amazônia, chegando a se especular um possível completo desaparecimento da floresta Amazônia (Cox *et al.*, 2000). O aumento de temperatura induz uma maior evapotranspiração (soma da evaporação da água à superfície com a transpiração das plantas), reduzindo a umidade do solo mesmo que as chuvas não diminuam significativamente. Este fator pode por si só desencadear a substituição dos biomas existentes hoje por outros mais adaptados a climas com menor disponibilidade hídrica para as plantas (por exemplo, savanas substituindo florestas, caatinga substituindo savanas, semideserto substituindo caatinga).

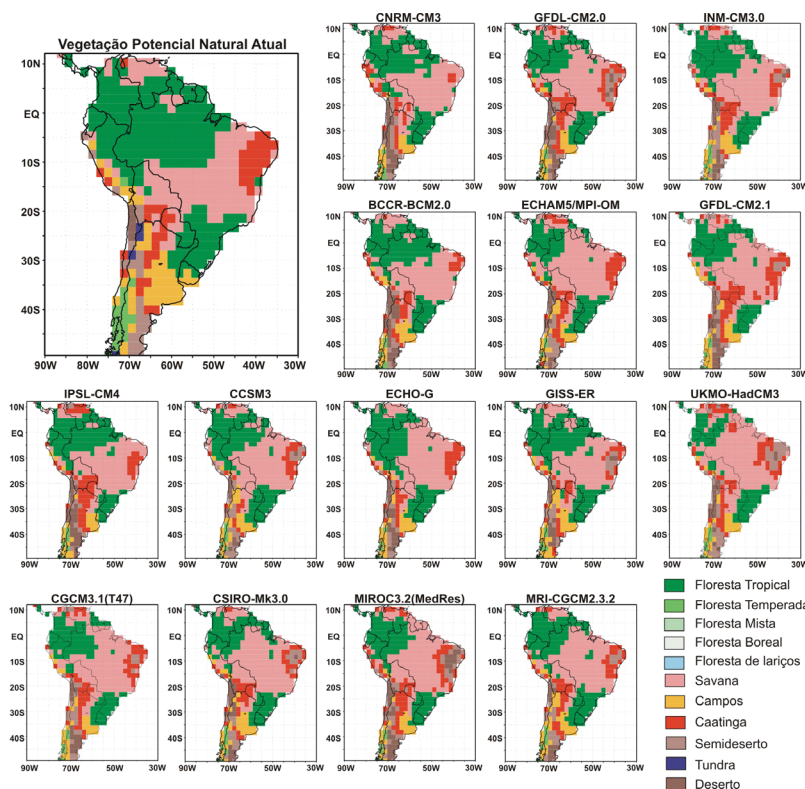
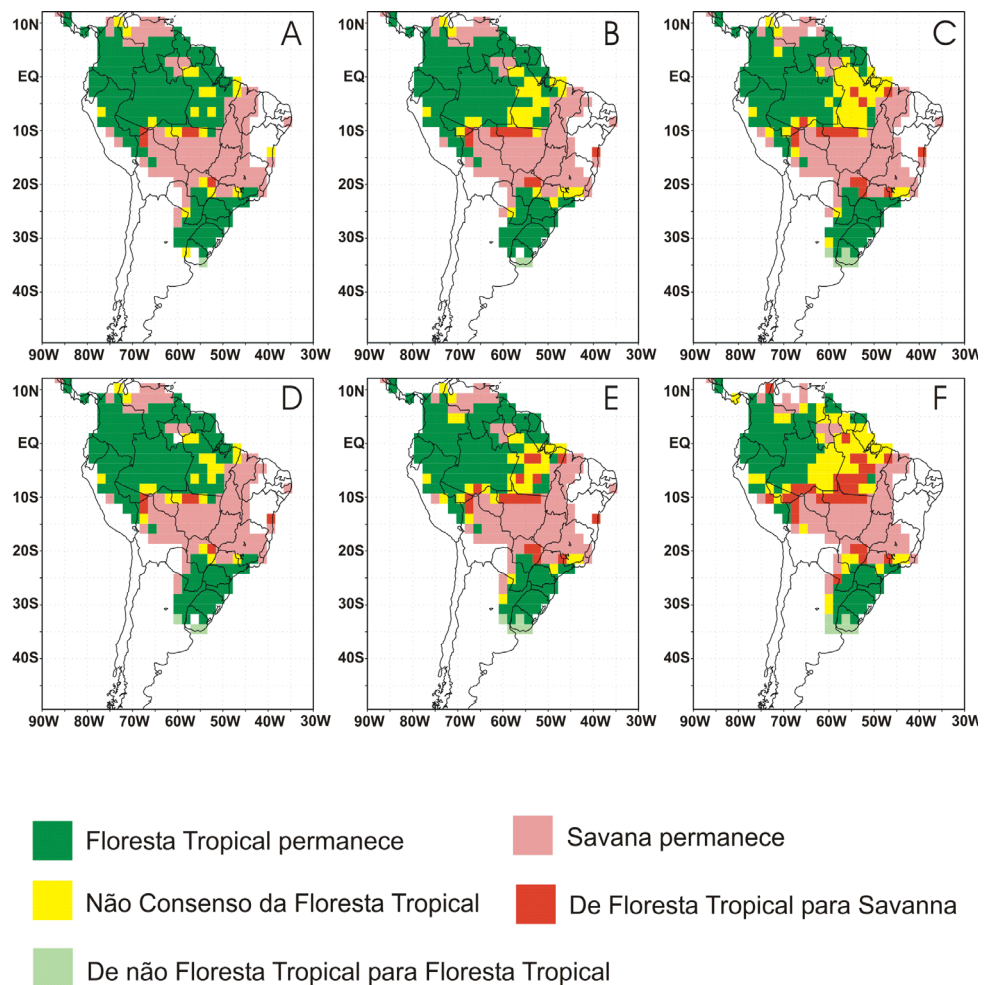


Figura 9.3. Distribuição projetada dos biomas naturais na América do Sul para o período 2090-2099 gerados em 15 modelos para o cenário A2. O painel superior esquerdo representa os biomas potenciais em equilíbrio com o clima atual (biomas potenciais, mais não a distribuição atual da vegetação, que é resultado das mudanças na cobertura vegetal e nos usos do solo). Fonte: Salazar *et al.* (2007).

A Figura 9.5 apresenta os pontos de grade onde mais de 75% dos 15 modelos (> 11 modelos) coincidem na condição futura (onde um determinado bioma permanece, desaparece, aparece ou não existe consenso entre os modelos da sua condição futura) da floresta tropical e da savana para os dois cenários analisados em três períodos de tempo no século XXI (Salazar *et al.* 2007). Para a América do Sul tropical, os resultados indicam que para os cenários analisados, os modelos apresentam regiões de consenso de substituição da floresta tropical por savana. Esta redução da floresta tropical aumenta com o tempo através do século XXI. Para o bioma catinga não existe consenso da sua condição futura, especialmente para o período 2090-2099. Este “não-consenso” está relacionado com as diferenças nas projeções de precipitação e temperatura entre os modelos para esta região. Para o período 2090-2099 nos dois cenários, a floresta tropical no Oeste da Amazônia é mantida e a mata Atlântica estende-se para o sul do Brasil. Outras projeções de mudanças na vegetação mostram redução das áreas de floresta na América do Sul (e.g., Scholze *et al.*, 2006, Cook e Vizy, 2007) ou um *dieback* da floresta amazônica (e.g. Cox *et al.*, 2000; 2004), muito embora hajam diversos níveis de incertezas (Rammig *et al.*, 2010). Em termos gerais, é possível que exista uma redução de áreas cobertas por floresta tropical e um correspondente aumento de áreas cobertas com savana. Outros experimentos com uma versão atualizada do CPTC-PVM que inclui o ciclo de carbono e o bioma de floresta tropical sazonal foram feitas por Lapola (2007). Os resultados indicaram que no Sudeste da Amazônia não existe consenso entre os modelos, em relação à substituição da floresta por savana. Este resultado mostra o efeito de fertilização do CO₂ o que favoreceria a manutenção ou mudança para biomas de maior porte nas áreas onde a temperatura aumenta, portanto a diminuição da precipitação precisa ser maior para substituição de floresta para savana. Isto mostra que a resposta da floresta tropical para valores elevados de CO₂ é uma questão crítica que precisa ser estudada mais profundamente.

Figura 9.5. Pontos de grade onde mais de 75% dos modelos (> 11 modelos) coincidem na projeção da condição futura da floresta tropical e da savana, em relação à vegetação potencial atual, resultando nas seguintes possibilidades: A floresta tropical permanece; a savana permanece; mudança da floresta tropical para savana; mudança da floresta tropical para não-floresta tropical. A figura também apresenta os pontos de grade onde não existe consenso entre os diferentes modelos para os períodos (a) 2020-2029, (b) 2050-2059 and (c) 2090-2099 para o cenário B1 e (d), (e) e (f) para o cenário A2. Fonte: Salazar *et al.* (2007).



Além das mudanças climáticas decorrentes do aquecimento global, há que se adicionar aquelas devido às alterações da cobertura da vegetação por atividades de uso da terra. Há projeções que os desmatamentos da floresta tropical amazônica levarão a um clima mais quente e seco na região (Nobre *et al.*, 1991; Gandu *et al.*, 2004; Sampaio *et al.*, 2007, Costa *et al.*, 2007; Correia *et al.*, 2007; Cohen *et al.* 2007; Ramos da Silva *et al.*, 2008). As várias simulações dos efeitos climáticos da substituição da floresta por pastagens na Amazônia produzidas por tais estudos e as observações dos projetos ABRACOS (Gash *et al.*, 1996; Gash e Nobre, 1997) e LBA (Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia) indicam que há um aumento da temperatura entre 0,3°C e 3°C, redução da evapotranspiração entre 15% e 30% e redução da precipitação entre 5% e 20% devido à mudança de vegetação de floresta para pastagem. Este aumento de temperatura é maior do que aquele projetado pelo cenário B1, mas bem inferior àquele previsto pelo cenário A2 para o final do século XXI. Provavelmente os efeitos de aumento de temperatura induzidos pelas mudanças globais e aqueles advindos dos desmatamentos se somariam, aumentando o risco de incêndios florestais porque o secamento da vegetação na estação seca e sua flamabilidade são maiores com temperaturas mais altas (Nepstad *et al.* 2004), aumentando a vulnerabilidade dos ecossistemas tropicais. Em Scholze *et al.* (2006), o risco de perda da floresta em algumas partes da Amazônia é de mais de 40% para os cenários que apresentam uma anomalia de temperatura maior que 3°C. Por outro lado, se houver tendência ao aumento das precipitações, estes atuariam para contrabalançar a redução das chuvas devido ao desmatamento e o resultado final seria mais favorável à manutenção dos ecossistemas e espécies. Adicionalmente, alguns estudos têm mostrado que os estômatos das plantas abrem menos com altas concentrações de CO₂ (Field *et al.*, 1995), o que reduz diretamente o fluxo de umidade da superfície para a atmosfera (Sellers *et al.*, 1996). Isto pode aumentar a temperatura do ar próximo da superfície pelo aumento da razão do fluxo de calor sensível. Numa região como a Amazônia, onde muito da umidade para a precipitação advém da evaporação da superfície, a redução da abertura estomatal pode também contribuir para um decréscimo na precipitação (Betts *et al.*, 2004). Se grandes áreas da Amazônia forem substituídas por savana, a aridez poderá aumentar já que a vegetação adaptada ao fogo tem uma menor transpiração. Segundo Scholze *et al.* (2006) conclui-se que é provável uma maior frequência de fogo (risco >60% para aumento da temperatura > 3°C) em muitas zonas da América do Sul. Em Hutyrá *et al.* (2005) é mostrado que as florestas presentes em áreas com alta frequência de secas (>45% de probabilidade de seca) podem mudar para savana, se a aridez aumentar como previsto pelos cenários de mudança climática (Cox *et al.*, 2004; Friedlingstein *et al.*, 2003). Portanto cerca de 600.000 km² de floresta estarão em potencial risco de desaparecer (> 11% da área total vegetada). O aumento da aridez, portanto, pode levar à divisão da Amazônia (Hutyrá *et al.*, 2005).

Outro aspecto relevante a se considerar quando a floresta está sujeita a períodos anormalmente secos, é o aumento da probabilidade de ocorrência de queimadas que podem destruir centenas de milhares de hectares de floresta e injetar na atmosfera grandes quantidades de fumaça e aerossóis que poluem o ar em extensas áreas, afetando a população e com potencial de afetar o início da estação chuvosa e a quantidade de chuva na região (Andreae *et al.* 2004). Considerando os cenários de mudança climática do modelo do HadCM3 para o IPCC/AR4 (Li *et al.*, 2006), a duração da estação seca poderia aumentar em até dois meses ou mais na maior parte da Amazônia, o que levaria ao aumento da estação seca dos atuais 3-4 meses para 5-6 meses na Amazônia central e oriental. Essa expansão do período seco da estação seca implicaria num aumento do risco da ocorrência de queimadas e mudança na climatologia da chuva o que favoreceria a substituição da floresta por savana (Li *et al.*, 2006). Esses impactos ecológicos afetam a possibilidade de manejo sustentável da floresta na região, o que é uma premissa básica para a economia regional (Brown *et al.*, 2006).

A floresta Amazônica contém uma grande parte da biodiversidade do mundo, pois mais de 12% de todas as plantas com flores são encontradas na Amazônia (Gentry, 1982). Sendo assim, ameaças à existência da floresta amazônica indicam sérias ameaças à biodiversidade global. Entretanto, existem poucos estudos sobre os efeitos das mudanças climáticas na distribuição de espécies. Em nível global, Thomas *et al.* (2004) avaliaram o risco de extinção de espécies para áreas que cobrem cerca de 20% da superfície terrestre, e encontraram que entre 15% e 37% das espécies estariam comprometidas com risco de extinção até o ano de 2050. Esse trabalho foi feito considerando três cenários de mudança climática: (i) mínima mínima (aumento da temperatura de 0.8-1.7°C e aumento de CO₂ de 500 ppmv.),

(ii) média (aumento de temperatura de 1.8-2.0°C e aumento de CO₂ de 500-550 ppmv.), e (iii) máxima (aumento de temperatura de mais de 2°C e aumento de CO₂ de mais de 550 ppmv). Em nível regional, as simulações de Miles *et al.* (2004), baseando-se no cenário climático futuro gerado pelo modelo HADCM2, considerando um aumento anual de 1% na concentração de CO₂, analisaram como a distribuição de 69 espécies de angiospermas na Amazônia responderia a alteração nos níveis de CO₂ da atmosfera entre 1990 e 2095. Chegaram à conclusão que 43% das espécies poderiam tornar-se inviáveis até 2095, com máximo impacto no nordeste da Amazônia e melhores condições para preservação de espécies da planície amazônica nos extremos ocidental da Amazônia, e recomendaram a extensão de áreas protegidas para o oeste da região como forma de manter grande resiliência da biodiversidade Amazônica às mudanças climáticas. Essencialmente, esta é a mesma conclusão que se segue aos resultados com modelos de biomas mencionados acima. Para que as espécies afetadas possam atingir novas zonas bioclimáticas, a dispersão e migração deverão ser feitas em centenas de quilômetros (Hare, 2003). Muitos destes experimentos de modelagem não têm considerado as influências não-climáticas como as mudanças do uso do solo, o desmatamento, a disponibilidade de água, as pestes e doenças, queimadas, e todas as outras que possam limitar a migração e dispersão de espécies (Case, 2006). Sala *et al.* (2000) estudaram a mudança na biodiversidade para o ano 2100, considerando alguns destes aspectos e identificaram que para os biomas tropicais os principais agentes que afetam a biodiversidade são o uso do solo e as mudanças climáticas.

Recentemente, dois eventos meteorológicos de grande escala tiveram impactos importantes na dinâmica da precipitação na Amazônia: um evento *El Niño* em 1998 (Sampaio, 2001; Satyamurty, P. *et al.*, 1998) e a Seca de 2005 (Marengo *et al.* 2008). Nos dois eventos houve diminuição da precipitação, o que por sua vez teve impactos importantes sobre as características dos ecossistemas da região. Um destes efeitos é a diminuição da umidade do solo que afeta a condição das folhas da vegetação sobre estresse e conseqüentemente contribui para o aumento da flamabilidade à superfície do solo, o que pode levar ao aumento da ocorrência de fogo nestes ecossistemas (Cochrane, 2003). De fato, de acordo com observações feitas por sensoriamento remoto (por ex. Giglio *et al.* 2003), houveram mudanças substanciais nos padrões de ocorrência de fogo sobre a região. Para uma análise da ocorrência de fogo nestes períodos, considerou-se três sub-regiões da Amazônia (Figura 9.6). De acordo com as descrições do impacto da seca em 2005 da Amazônia (CPTEC e INMET 2005, ANA 2006), a região mais afetada pela redução de chuvas naquele período incluiu as sub-bacias localizadas a oeste e sudoeste, correspondendo à região O-SO da Figura 9.6a. Em anos de *El Niño* esperam-se impactos pronunciados nas regiões ao norte e partes ao leste da bacia (Sampaio, 2001) que neste estudo correspondem às regiões N e L, respectivamente. As informações sobre atividade de fogo são provenientes de detecções de calor feitas pelo Tropical Rainfall Measuring Mission Visible and Infrared Scanner (Giglio *et al.* 2003) (Figura 9.6b). Para uma visão geral da ocorrência de fogo, foram calculadas médias espaciais mensais do número de focos para quatro períodos: 1998, 1999-2003, 2004 e 2005. O ano de 1998 representa condições de *El Niño*. Os anos 1999-2003 representam anos onde não houve eventos meteorológicos de grande escala com impactos intensos sobre a flamabilidade da vegetação (considerado aqui como um período de referência). No ano de 2004 ocorreu um *El Niño* pouco intenso, e em 2005 houve a estiagem descrita acima. O uso de médias espaciais é também justificado pela necessidade de se usar um índice da intensidade de atividade de fogo que possa ser comparado entre as regiões de estudo. Pode-se verificar que o padrão de ocorrência de fogo segue a dinâmica da precipitação, coincidindo de uma forma geral com os períodos mais secos nestas sub-regiões. Em específico, a maior parte da atividade de fogo na região N da Amazônia foi detectada entre os meses janeiro-março (Figura 9.7a). Na sub-região L, as detecções indicam maior atividade de fogo entre os meses de maio e dezembro (Figura 9.7b), e na porção O-SO a maior parte dos focos de calor foram identificados no período junho-novembro (Figura 9.7c). Temporalmente, porém, algumas variações importantes podem ser notadas. Primeiramente, verifica-se que a atividade de fogo foi maior fora do período de referência (1999-2003), indicando um impacto importante dos fenômenos que causaram secas em todos os casos. Entre as sub-regiões, há indicação de impacto diferenciado destes fenômenos.

Na região N, o ano de 1998 apresentou os valores máximos de detecções de focos de calor, e os de 2004 e 2005 apresentaram valores menores do que o período 1999-2003. Na região L, os valores

máximos de detecção de fogo ocorreram nos anos de 1998 e 2005, seguidos pelo ano de 2004. Na região O-SO, o maior número de focos de calor foi detectado no ano de 2005 seguido pelos anos de 2004 e 1998. Estes resultados indicam que houve diferenças importantes entre a atividade de fogo nos períodos analisados e nas sub-regiões da Amazônia, e sugerem ligações entre estas diferenças às condições meteorológicas predominantes. Em síntese, o *El Niño* teve potencialmente uma importância maior na região N do que em outras regiões. Na região L, há indicações de que o fenômeno que causou a estiagem de 2005 teve impactos que foram tão importantes quanto os do *El Niño*. Na região O-SO, por outro lado, os impactos sobre a atividade de fogo foram potencialmente maiores durante a seca de 2005 do que no *El Niño* em 1998. Uma das implicações destes resultados é talvez o fato de que outros fenômenos climáticos além do fenômeno *El Niño* também devem ser levados em conta nas projeções de atividade futura de fogo na Amazônia, reforçando a importância das previsões climáticas nos estudos ambientais nesta região.

Figura 9.6. (a) Bacia do rio Amazonas subdividida em três regiões de estudo. Sub-bacias ao norte (N) em amarelo, sub-bacias ao leste (L) em azul, e sub-bacias na região oeste-sudoeste (O-SO) em verde, conforme Mayorga et al. (2005) e mapas da Agência Nacional de Águas. (b) Síntese do número de focos de calor detectados usando o sensor VIRS a bordo do satélite TRMM (Giglio et al. 2003), entre 1998 e 2005 com resolução de 0,5°, em unidades de focos de calor por mês. Coordenadas em longitude oeste são indicadas pelos valores W (West).

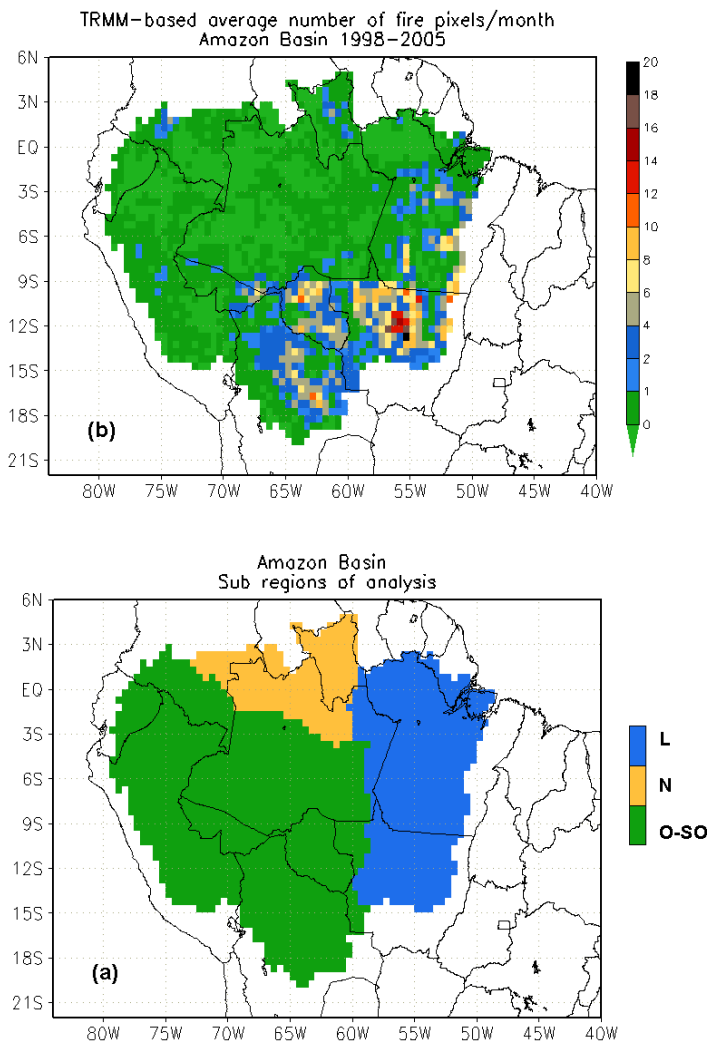
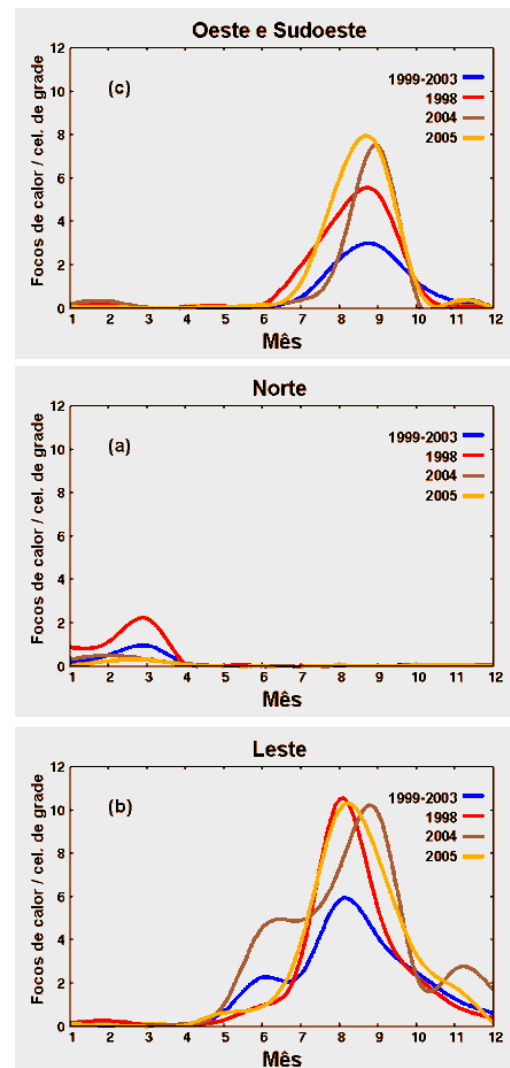


Figura 9.7. Média espacial do número de focos detectados pelo TRMM-VIRS nos períodos 1999-2003 (azul, média temporal), 1998 (vermelho), 2004 (marrom) e 2005 (laranja). (a) Região de análise Norte, (b) região de análise Leste e (c) região de análise Oeste e Sudoeste, conforme definição na Fig. 9.6. O mês 1 corresponde ao mês de Janeiro, 2 a Fevereiro, até o mês 12 ou Dezembro.



9.6. COMENTÁRIOS FINAIS

Durante as últimas duas décadas, embora tenha havido melhorias substanciais na ciência do sistema terrestre (com formulações mais completas dos processos físicos, químicos e biológicos, incluindo suas complexas interações, dentro dos modelos do sistema climático global), aliado ao significativo avanço tecnológico em simulação computacional, as projeções climáticas e ambientais geradas pela modelagem climática trazem consigo diversos níveis de incertezas, cujas categorias principais são: Incerteza sobre os cenários de emissões: as emissões globais de GEE são difíceis de prever, em virtude da complexidade de fatores socioeconômicos, como demografia, composição das fontes de geração de energia, atividades de uso da Terra e do próprio curso de desenvolvimento humano em termos globais; Incerteza sobre a variabilidade natural do sistema climático: os processos físicos e químicos da atmosfera global são de natureza caótica, de forma que o clima pode ser sensível às mudanças mínimas (variações não-lineares) que são difíceis de serem mensuradas tanto nos dados observacionais como nos resultados dos modelos; Incertezas dos modelos: A capacidade de modelar o sistema climático global é um grande desafio para a comunidade científica, sendo fatores limitantes a representação ainda incompleta de processos como o balanço de carbono global e regional, o papel dos aerossóis no balanço de energia global, a representação dos ciclos biogeoquímicos e fatores antrópicos como desmatamento e queimadas. Por outro lado, ainda que sejam usados os mesmos cenários de emissões, diferentes modelos produzem diferentes projeções das mudanças climáticas (particularmente, os padrões regionais de precipitação), constituindo assim outra fonte de incerteza, a qual pode ser avaliada através da aplicação de conjuntos (*ensembles*) de modelos globais e regionais.

Em geral, os resultados dos modelos descreveram com melhor qualidade o comportamento médio do clima presente (século XX) e, embora os modelos apresentem ainda muitas incertezas (ver discussões no capítulo 8), as projeções de mudanças climáticas futuras ao longo do século XXI são coerentes com as forçantes físicas impostas nos mesmos. Tais projeções constituem-se em informações valiosas tanto para fins de mitigação como planejamento de ações de adaptação e minimização de impactos e vulnerabilidade junto ao conjunto da sociedade habitante nos diferentes biomas brasileiros. Levando em conta as projeções diferenciadas que implicam em potenciais impactos socioeconômicos e ambientais nos diferentes biomas brasileiros, já é possível (e recomendável) o planejamento e tomada de decisão agora e no futuro.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, L.M. e J. Marengo, 2010: Assessment of regional seasonal predictability using the PRECIS regional climate modeling system over South America. *Theor. Appl. Climatol.*, 100, 337–350, doi:10.1007/s00704-009-0165-2.

Ambrizzi T. *et al.*, 2007: Cenários regionalizados de clima no Brasil para o século XXI: projeções de clima usando três modelos regionais. Relatório 3, Ministério do Meio Ambiente, Secretaria de Biodiversidade e Florestas, Diretoria de Conservação da Biodiversidade - Mudanças climáticas globais e efeitos sobre a biodiversidade – Subprojeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XXI. Brasília, 108 pp.

ANA (2006) Boletim de Monitoramento da Região Amazônica. Agência Nacional de Águas (ANA), Superintendência de Usos Múltiplos. Brasília, Brasil.

Avissar, R. *et al.*, 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. *et al.*, 2004: Implications of tropical deforestation for regional and global hydroclimate. In: *Ecosystems and Land Use Change* [DeFries, R. *et al.* (Eds.)]. American Geophysical Union, Washington, DC, pp. 73-83.

- Avisar, R. *et al.*, 2006: Impacts of tropical deforestation on regional and global hydroclimatology. In: *Emerging Threats to Tropical Forests* [Laurance, W.F. e C.A. Peres (Eds.)]. Chicago, Ill.: The University of Chicago Press, pp. 67-79.
- Baker, T.R. *et al.*, 2004: Increasing biomass in Amazonian forest plots. *Philos. Trans. R. Soc. Lond. B Biol. Sci.*, 359(1443), 353–365.
- Balbino, H.T., 2008: Avaliação de modelos fotoquímicos de qualidade do ar e estudo das circulações atmosféricas nos processos de dispersão de poluentes. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 126 pp.
- Barbosa, H.M.J. e T. Tarasova, 2006: New solar radiation parameterization in CPTEC/COLA GCM. In: *Proceedings of 8 ICSHMO, 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography*. Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 493-494.
- Barbosa, H.M.J. *et al.*, 2008: Impacts of a new solar radiation parameterization on the CPTEC AGCM climatological features. *J. Appl. Meteor. Clim.*, 47, 1377-1392.
- Betts, A.K. e M.A.F. Silva Dias, 2010: Progress in understanding land-surface-atmosphere coupling from LBA research. *J. Adv. Model. Earth Syst.*, 2, Art. #6, 20 pp., doi:10.3894/JAMES.2010.2.6.
- Betts, A.K. e M.J. Miller, 1986: A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX and Artic air-mass data sets. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 112, 693–709.
- Betts, R.A. *et al.*, 1997: Contrasting physiological and structural vegetation feedbacks in climate change simulations. *Nature*, 387, 796-799.
- Bindoff, N.L. *et al.*, 2007: Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.
- Bombardi, R.J. e L.M.V. Carvalho, 2008: Variabilidade do regime de monções sobre a região do cerrado: o clima presente e projeções para um cenário com 2xCO₂ usando o modelo MIROC. *Rev. Bras. Meteor.*, 23, 58-72.
- Bonner, W.D., 1968: Climatology of the low-level jet. *Mon. Weather Rev.*, 96, 833-850.
- Bottino, M. J. e P. Nobre, 2013: Cloud Optical Properties and Atmospheric Circulation in the Brazilian Climate Model. *Climate Dynamics*, To Be Submitted.
- Cabral, O. M. R., *et al.*, 2003: Fluxos turbulentos de calor sensível, vapor d'água e CO₂ sobre plantação de cana-de-açúcar (*Saccharum sp*) em Sertãozinho, SP. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. 18, nº. 1, 61-70.
- Cardoso, A. *et al.*, 2004: O Modelo CPTEC-COLA é capaz de reproduzir os principais modos de variabilidade de precipitação sobre as regiões sul e sudeste do Brasil. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, Brasil.
- Cardoso, M. *et al.*, 2009: Long-term potential for tropical-forest degradation due to deforestation and fires in the Brazilian Amazon. *Biologia*, 64(3), 433-437, doi:10.2478/s11756-009-0076-9.

Carvalho, V.S.B., 2010: O impacto das megacidades sobre a qualidade do ar: os casos das regiões metropolitanas de São Paulo e do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 232 pp.

Carvalho, V.S.B. *et al.*, 2009: Avaliação do potencial do impacto das emissões industriais nas concentrações de ozônio simuladas pelo modelo SPM-BRAMS sobre a Região Metropolitana do Rio de Janeiro. *Cienc.Natura*, Santa Maria, RS, especial, 249–252.

Cavalcanti, I.F.A. e C.C. Castro, 2003: Southern Hemisphere atmospheric low frequency variability in a GCM climate simulation. In: Proceedings of 7 ICSHMO, 2003. 7th international Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Wellington, New Zealand.

Cavalcanti, I.F.A. e C.C. Cunningham, 2006: The wave four intraseasonal variability in extratropical S.H. and influences over South America - The behaviour of CPTEC/COLA AGCM. In: Proceedings of 8 ICSHMO, 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Foz do Iguaçu, Brazil.

Cavalcanti, I.F.A. e F.C. Vasconcellos, 2009: Extreme precipitation over La Plata Basin and Southeast Brazil, in South America, and influences of teleconnections simulated by the CPTEC AGCM AND CMIP3 CGCMS. In: Proceedings of 9 ICSHMO, 2009. 9th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Melbourne, Australia.

Cavalcanti, I.F.A. e J.A. Marengo, 2005: Seasonal climate prediction over South America using the CPTEC/COLA AGCM. *Clivar Exchanges*, 10(1), 23-24.

Cavalcanti, I.F.A. e L.H. Coura Silva, 2003: Seasonal Variability over Southeast Brazil related to frontal systems behaviour in a climate simulation with the AGCM CPTEC/COLA. In: Annals. of the AMS Conference, 2003. 14th Symposium on global change and climate variations. Long Beach, American Meteorological Society.

Cavalcanti, I.F.A. e M.T. Kayano, 2000: Configurações de distúrbios de alta frequência no Hemisfério Sul em uma simulação com o MCGA CPTEC/COLA. In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, 16-20 out.

Cavalcanti, I.F.A. *et al.*, 2002b: Características atmosféricas associadas ao jato em baixos níveis a leste dos Andes. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, Brasil, 903-913.

Cavalcanti, I.F.A. *et al.*, 2002a: Global climatological features in a simulation using CPTEC/COLA AGCM. *J. Climate*, 15, 2965-2988.

Ceballos, J.C., 1989: Stochastic properties of two-flux shortwave radiative transfer in the atmosphere. *Contrib. Atmos. Phys.*, 62, 179-192.

Chagas, J.C.S. e H.M.J. Barbosa, 2008: Incorporation of the UK Met Office's radiation scheme into CPTEC's global model. Technical Note, number INPE-15393-NTC/376, São José dos Campos, SP, 86 pp.

Chagas, J.C.S. *et al.*, 2004: Modifications on the CPTEC global model radiation scheme. In: Proceedings of XIII Brazilian Meteorology Conference, Fortaleza, Ceará, Brazil, Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (Inpe), Technical document, number INPE-12070-PRE/7416. Disponível em <http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.11.05>.

Chaves, R.R. e P. Nobre, 2004: Interactions between the South Atlantic Ocean and the atmospheric circulation over South America. *Geophys. Res. Lett.*, 31, doi:10.1029/2003GL018647.

- Chen, F. e J. Dudhia, 2001: Coupling an advanced land surface-hydrology model with the Penn State- NCAR MM5 modeling system. Part I: model implementation and sensitivity. *Mon. Weather Rev.*, 129, 569–585.
- Chou, M.D. e M.J. Suarez, 1999: A solar radiation parameterization (CLIRAD-SW) for atmospheric studies. In: *Series on Global Modeling and Data Assimilation* [M.J. Suarez (ed.)], NASA/TM- 1999-104606, 15, 40 pp.
- Chou, S.C. *et al.*, 2000: Extended range forecasts over South America using the regional Eta Model, *J. Geophys. Res.*, 105(D8), 10147–10160, doi:10.1029/1999JD901137.
- Chou, S.C. *et al.*, 2002: Simulations with the Coupled Eta/SSiB Model over South America. *J. Geophys. Res.*, 107, D20, 8088, doi:10.1029/2000JD000270.
- Chou, S.C. *et al.*, 2005: Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. *Nonlinear Process Geophys.*, 12, 537 - 555.
- Chou, S.C., *et al.*, 2012: *Downscaling* of South America present climate driven by 4-member HadCM3 runs, *Clim. Dyn.*, 38(3-4), 635-653, doi:10.1007/s00382-011-1002-8.
- Cochrane, M (2003) Fire science for rainforests. *Nature*, 421, 913-919.
- Cohen, J.C.P. *et al.*, 2007: Influência do desmatamento sobre o ciclo hidrológico na Amazônia. *Ciência e Cultura*, 59, 36-39.
- Collins, W.D. *et al.*, 2006: The community climate system model version 3 (CCSM3). *J. Climate*, 19, 2122–2143, doi:10.1175/JCLI3761.1.
- Correia, F.W.S. *et al.*, 2007: Modeling the impacts of land cover change in Amazonian: A Regional Climate Model (RCM) simulation study. *Theor. Appl. Climatol.*, 93, 225-244.
- Costa, M.H. e G.F. Pires, 2010: Effects of Amazon and Central Brazil deforestation scenarios on the duration of the dry season in the arc of deforestation. *Int. J. Climatol.*, 30, 1970-1979, doi: 10.1002/joc.2048.
- Costa, M.H. *et al.*, 2007: Climate change in Amazonia caused by soybean cropland expansion, as compared to caused by pastureland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L07706, doi:10.1029/2007GL029271.
- CPTEC e INMET (2005) *Seca da Amazônia em 2005*. Nota ao público em geral elaborada pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) em conjunto com o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Agência CT. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasil.
- Cox, D.R., 1972: Regression models and life-tables (with discussion). *J. R. Statist. Soc. B*, 34B, 187-220.
- Cox, P.M. *et al.*, 1999: The impact of new land surface physics on the GCM simulation of climate and climate sensitivity. *Clim. Dyn.*, 15, 183–203.
- Cox, P.M. *et al.*, 2004: Amazonian forest dieback under climate–carbon cycle projections for the 21st Century. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 137–156, doi:10.1007/s00704-004-0049-4.
- Curtis, P.S., 1996: A meta-analysis of leaf gas exchange and nitrogen in trees grown under elevated carbon dioxide. *Plant Cell Environ.*, 19, 127-137.

- Da Rocha R.P. *et al.*, 2009: Precipitation diurnal cycle and summer climatology Assessment over South America: an evaluation of Regional Climate Model version 3 simulations. *J. Geophys. Res.*, 114, D10108, doi:10.1029/2008JD010212.
- Dai, Y. *et al.*, 2003. The Common Land Model. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 84, 1013-1023.
- Davies, H.C., 1976: A lateral boundary formulation for multi-level prediction models. *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 102, 405–418.
- Davies, R., 1982: Documentation of the solar radiation parameterization in the GLAS climate model. NASA Technical Memorandum 83961, 57 pp.
- De Almeida, R.A.F. *et al.*, 2007: Negative ocean–atmosphere feedback in the South Atlantic Convergence Zone. *J. Geophys. Res.*, 34, doi:10.1029/2007GL030401.
- Dee, D.P. *et al.*, 2011: The ERA-Interim reanalysis: configuration and performance of the data assimilation system. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 137, 553-597.
- Dickinson, K.J.M. *et al.*, 1993: Ecology of lianoid/epiphytic communities in coastal podocarp rain forest, Haast Ecological District, New Zealand. *J. Biogeogr.*, 20(6), 687-705.
- Dirzo, R. e P.H. Raven, 2003: Global state of biodiversity and loss. *Annu. Rev. Environ. Resour.*, 28, 137–167.
- Dufresne, J.L. e S. Bony, 2008: An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere–ocean models. *J. Climate*, 21, 5135-5144, doi:10.1175/2008JCLI2239.1.
- Edwards, J.M. e A. Slingo, 1996: Studies with a flexible new radiation code. I: Choosing a configuration for a large-scale model. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 122, 689-719.
- Fels, S.B. e M.D. Schwarzkopf, 1975: The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations. *J. Atmos. Sci.*, 32, 1475-1488.
- Fernandez, J.P.R. *et al.*, 2006: Simulation of the summer circulation over South America by two regional climate models Part I Mean climatology. *Theor. Appl. Climatol.*, 86, 243–256.
- Ferreira, M.J. *et al.*, 2011: Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil. *Theor. Appl. Climatol.*, 104(1-2), 43-56, doi:10.1007/s00704-010-0322-7.
- Ferrier, B.S. *et al.*, 2002: Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta Model. In: 19th Conference on Weather Analysis and Forecasting. 15th Conference on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, American Meteorological Society, pp. 280-283.
- Field, C.B. *et al.*, 1995: Stomatal responses to increased CO₂: Implications from the plant to the global scale. *Plant Cell Environ.*, 18, 1214-1225.
- Field, C.B. *et al.*, 1998: Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. *Science*, 281, 237-240.
- Figueroa, S.N. *et al.*, 2006: The impact of cumulus and radiation parameterization schemes on southern hemisphere summer climate simulated by CPTec atmospheric general circulation model. In: Proceedings of 8 ICSHMO, 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 1037-1040.

- Figuroa, S.N. *et al.*, 1995: Simulations of the summer circulation over South American region with an Eta coordinate model. *Journal of the Atmospheric Science*, 52, 1573-1584.
- Figuroa, S. N. *et al.*, 2013. Impact of the multi-closure convective parameterization on tropical precipitation simulation by CPTec AGCM Version 4.0 (AGCM-V.4.0). *J. Climate*. To be Submitted.
- Foley, J.A. *et al.*, 1996: An integrated biosphere model of land surface processes, terrestrial carbon balance, and vegetation dynamics. *Glob. Biogeochem. Cycle*, 10(4), 603-628.
- Foley, J.A. *et al.*, 2000: Incorporating dynamic vegetation cover within global climate models. *Ecol. Appl.*, 10(6), 1620–1632, doi:10.1890/1051-0761(2000)010[1620:IDVCWG]2.0.CO;2.
- Foley, J.A. *et al.*, 2003: Green surprise? How terrestrial ecosystems could affect Earth's climate. *Front. Ecol. Environ.*, 1, 38–44.
- Folland, C. *et al.*, 2001: Predictability of Northeast Brazil rainfall and real-time forecast skill, 1987-98. *J. Climate*, 14, 1937-1958.
- Fomin, B.A. e M.D. Correa, 2005: A k-distribution technique for radiative transfer simulation in inhomogeneous atmosphere: 2. FKDM, fast k-distribution model for the shortwave. *Rev. Bras. Geof.*, 110(D2), D02106.
- Fowler, H.J. *et al.*, 2007: Linking climate change modelling to impacts studies: recent advances in downscaling techniques for hydrological modelling. *Int. J. Climatol.*, 27, 1547–1578, doi:10.1002/joc.1556.
- Freitas, E.D., 2003: Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 156 pp.
- Freitas, E.D., 2008: Modelagem numérica da atmosfera em regiões urbanas: aplicações em estudos e prognósticos sobre a qualidade do ar. *Bol. Soc. Bras. Meteorol.*, 32, 19-27.
- Freitas, E.D., 2009: Mudanças no uso do solo e seus impactos nos padrões atmosféricos e na qualidade do ar. Tese de Livre Docência, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, São Paulo, 102 pp.
- Freitas, E.D. e P.L. Silva Dias, 2003: A importância das fontes antropogênicas de calor na modelagem numérica dos efeitos de ilha de calor urbana. *Cienc.Natura*, Santa Maria, RS, especial, 139-142.
- Freitas, E.D. e P.L. Silva Dias, 2005: Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. *Rev. Bras. Meteorol.*, 20(3), 355-366.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2005a: A simple photochemical module implemented in RAMS for tropospheric ozone concentration forecast in the Metropolitan Area of São Paulo - Brazil: Coupling and validation. *Atmos. Environ.*, 39, 6352-6361.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2005b: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. *Environ. Fluid Mech.*, 5(1-2), 135 –167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7.
- Freitas, E.D. *et al.*, 2007: Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil. *Bound-Lay Meteorol.*, 122(1), 43-65.

- Freitas, E.D., *et al.*, 2009a: Factors involved in the formation and development of severe weather conditions over the Megacity of São Paulo. In: Annals of the 89 AMS Meeting. 89th American Meteorological Society Meeting, Phoenix, AZ, Estados Unidos, 10-15 January 2009.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009b: Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. *Rev. Bras. Meteorol.*, 24(2), 188-207.
- Freitas, S.R. *et al.*, 2009c: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS). Part 1: Model description and evaluation. *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861.
- Gan, M.A. *et al.*, 2004: The south america circulation and its relationship over rainfall over West-Central Brazil. *J. Climate*, 17, 47-66.
- Gandu, A.W. *et al.*, 2004: Simulation of deforestation in eastern Amazonia using a high-resolution model. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 123-135.
- Gandu, A.W. e P.L.S. Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South American tropospheric upper circulation and subsidence. *Journal Geophysical Research*, 103, 6001-6015.
- Gash, J.H.C. *et al.*, 1996: Amazonian deforestation and climate. Chichester, NY: John Wiley & Sons, 611 pp.
- Giglio, L. *et al.*, 2003: A multi-year active fire dataset for the tropics derived from the TRMM VIRS. *International Journal of Remote Sensing*, 24, 4505-4525.
- Giorgi, F. e L.O. Mearns, 1999: Introduction to special section: regional climate modeling revisited. *J Geophys. Res.*, 104, 6335-6352.
- Gonçalves, A.R. *et al.*, 2010: Statistical *downscaling* of Eta-HadCM3 climate model for near surface wind assessment in Brazil. *Eos Trans. AGU*, 91(26), Meet. Am. Suppl., Abstract GC21A-05.
- Gouvêa, M.L., 2007: Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 91 pp.
- Gregory, D. e R. Rowntree, 1990: A mass-flux convection scheme with representation of cloud ensemble characteristics and stability dependent closure. *Mon. Weather Rev.*, 118, 1483-1506.
- Gregory, D. e S. Allen, 1991: The effect of convective downdraughts upon NWP and climate simulations In: 9th Conference on Numerical Weather Prediction, Denver, CO, pp. 122-123.
- Grell, G.A., 1993: Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterizations. *Mon. Weather Rev.*, 121, 764-787.
- Grell, G. A. e D. Devenyi, 2002: A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophys.* 29.
- Grell, G.A. *et al.*, 2005: Fully coupled "online" chemistry within the WRF model. *Atmos. Environ.*, 39, 6957-6975.
- Grimm, A.M. e A.A. Natori, 2006: Climate change and interannual variability of precipitation in South America, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L19706, doi:10.1029/2006GL026821.
- Grimm, A.M. e P.L.S. Dias, 1995: Analysis of tropical-extratropical interactions with influence functions of a barotropic model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 3538-3555.

- Haarsma, R.J. *et al.*, e C. Severijns, 2008: Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability. *J. Climate*, 21, 1403-1416.
- Haarsma, R.J. *et al.*, 2011: Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean atmosphere simulations. *Clim. Dyn.*, 36, 989-1003.
- Hallak, R., 2007: Simulações numéricas de tempestades severas na RMSF. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 219 pp.
- Harshvardhan, R.D. *et al.*, 1987: A fast radiation parameterization for general circulation models. *J. Geophys. Res.*, 92, 1009-1016.
- Harzallah, A. *et al.*, 1996: Interannual rainfall variability in Northeast Brazil: Observations and model simulation. *Intern. J. Climat.*, 16, 861-878.
- Hastenrath, S. e A. Greischar, 1993: Circulation mechanisms related to Northeast Brazil rainfall anomalies. *J. Geophys. Res. - Atmospheres*, 98, 5093-5102.
- Haxeltine, A. e I.C. Prentice, 1996: BIOME3: An equilibrium terrestrial biosphere model based on eco-physiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. *Global Biogeochem. Cycles*, 10(4), 693-709, doi:10.1029/96GB02344.
- Haylock, M. R., *et al.*, 2006: Trends in Total and Extreme South American Rainfall in 1960–2000 and Links with Sea Surface Temperature. *J. Climate*, 19, 1490–1512. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3695.1>
- Higgins, P.A.T. *et al.*, 2002: Dynamics of climate and ecosystem coupling: Abrupt changes and multiple equilibria. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. B*, 357, 647–655.
- Holtlag, A.A.M. *et al.*, 1990: A high resolution air mass transformation model for short-range weather forecasting. *Mon. Weather Rev.*, 118, 1561-1575, doi:10.1175/1520-0493(1990)118<1561:AH-RAMT>2.0.CO2.
- IPCC, 2000: Special Report on Emissions Scenarios (SRES), Summary for Policymakers. A special report of IPCC Working Group III. World Meteorological Organization (WMO) e United Nations Environment Programme (UNEP).
- IPCC, 2007a: Climate change 2007: The physical Science basis. In: Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.
- IPCC, 2007b: Fourth Assessment Report (AR4). Contribution of Working Groups I, II and III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC, Geneva, Switzerland, 104 pp.
- Jakob, C., 2001: The representation of cloud cover in atmospheric general circulation models. Tese de Doutorado, Ludwig-Maximilians-Universität, München, 193 pp.
- Janjic, Z.I., 1994: The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon. Weather Rev.*, 122(5), 927–945.
- Jones, R.G. *et al.*, 2004: Generating high resolution climate change scenarios using PRECIS. Met Office Hadley Centre, Exeter, UK, 40 pp.

- Juang, H.-M. H. e M. Kanamitsu, 1994: The NMC nested regional spectral model. *Mon. Wea. Rev.*, 122, 3–26.
- Kalnay, E. *et al.*, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 77, 437-471.
- Kiehl, J.T. *et al.*, 1996: Description of the NCAR community climate model (CCM3). NCAR Technical Note, NCAR/TN-420+STR, 152 pp.
- Kitoh, A. *et al.*, 2011: Climate change projections over South America in the late 21st century with the 20 and 60 km mesh Meteorological Research Institute atmospheric general circulation model (MRI-AGCM). *J. Geophys. Res.*, 116, D06105, doi:10.1029/2010JD014920.
- Klein, S.A. e D.L. Hartmann, 1993: The seasonal cycle of low stratiform clouds. *J. Climate*, 6, 1587-1606.
- Kodama, Y.-M. *et al.*, 2012: Roles of the Brazilian Plateau in the Formation of the SACZ. *Journal of Climate*, 25, 1745-1758.
- Kucharik, C.J. *et al.*, 2000: Testing the performance of a dynamic global ecosystem model: Water balance, carbon balance and vegetation structure. *Global Biogeochem. Cycles*, 14(3), 795-825.
- Kuo, K. L., 1974: Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- Lacis, A.A. e J.E. Hansen, 1974: A parameterization for the absorption of solar radiation in the Earth's atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, 31, 118-133.
- Lapola, D., 2007: Consequências das mudanças climáticas globais nos biomas da América do Sul: um modelo de vegetação potencial incluindo ciclo de carbono. São José dos Campos, 165 p. Tese (Mestrado em Meteorologia), Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- Lapola, D. M., *et al.*, 2010: Indirect land-use changes can overcome carbon savings from biofuels in Brazil. *PNAS*, vol. 17, nº 8, 3388-3393, 2010:0907318107v1-200907318.
- Lenton, T.M. *et al.*, 2008: Tipping elements in the Earth's climate system. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 105, 1786–1793, doi:10.1073/pnas.0705414105.
- Li, W., *et al.*, 2006: "Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4". *Journal of Geophysical Research*, 111, D02111.2006.
- Li, W., R. Fu, R. E. Dickinson, 2006: Rainfall and its seasonality over the Amazon in the 21st century as assessed by the coupled models for the IPCC AR4, *J. Geophys. Res.*, 111, D02111, doi:10.1029/2005JD006355.
- Lombardo, M.A., 1984: A Ilha de calor da metrópole paulistana. Tese de Doutorado, Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, São Paulo, 210 pp.
- Longo, K.M. *et al.*, 2010: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) Part 2: Model sensitivity to the biomass burning inventories. *Atmos. Chem. Phys.*, 10, 5785-5795.
- Loarie, S. R., *et al.*, 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. *Nature Climate Change*, vol. 1, 105-109.

- Maia, A.H.N. e H. Meinke, 2010: Probabilistic methods for seasonal forecasting in a changing climate: Cox-type regression models. *Int. J. Climatol.*, 30(15), 2277-2288, doi:10.1002/joc.2042.
- Maia, A.H.N. *et al.*, 2011: Avaliação da influência do ENOS sobre início da estação chuvosa via modelos semiparamétricos de sobrevivência. In: Anais da 56ª Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria - RBRAS e 14º Simpósio de Estatística Aplicada à Experimentação Agrônômica - SEAGRO, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2011.
- Marciootto, E.R., 2008: Estudo da influência de um dossel urbano sobre o balanço de energia na superfície e implicações na estrutura vertical da camada limite atmosférica. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 124 pp.
- Marciootto, E.R. *et al.*, 2010: Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. *Build Environ.*, 45, 2497-2505.
- Marengo J.A. e T. Ambrizzi, 2006: Use of regional climate models in impacts assessments and adaptations studies from continental to regional and local scales: the CREAS (Regional Climate Change Scenarios for South America) initiative in South America. In: 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. Proceedings of 8 ICSHMO, 2006. Foz do Iguaçu, Brazil, pp. 291–296.
- Marengo, J. A. *et al.*, 2003: Ensemble simulation of regional rainfall features in the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Skill and Predictability assessment and applications to climate predictions. *Climate Dynamics*, 21, 459-475.
- Marengo, J. A., *et al.*, 2008: The Drought of Amazonia in 2005. *J. Climate*, 21, 495–516. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2007JCLI1600.1>
- Marengo, J. A., *et al.* 2009: Future change of temperature and precipitation extremes in South America as derived from the PRECIS regional climate modeling system. *Int. J. Climatol.*, 29: 2241–2255. doi: 10.1002/joc.1863
- Martins, L.D. e M.F. Andrade, 2008a: Ozone formation potentials of volatile organic compounds and ozone sensitivity to their emission in the megacity of São Paulo, Brazil. *Water Air Soil Pollut.*, 195(1-4), 201-213, doi:10.1007/s11270-008-9740-x.
- Martins, L.D. e M.F. Andrade, 2008b: Emission Scenario assessment of gasohol reformulation proposals and ethanol use in the metropolitan area of São Paulo. *Open Atmos. Sci. J.*, 2, 166-175.
- Masson, V., 2000: A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound.-Layer Meteor.*, 94, 357-397.
- Masunaga, H. *et al.*, 2010: Satellite Data Simulator Unit: A Multisensor, Multispectral Satellite Simulator Package. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, 1625–1632. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/2010BAMS2809.1>
- Matos, A.C. *et al.*, 2011: Representação dos ciclones extratropicais no atlântico sul pelo modelo eta climático: avaliação do clima presente (1961-1990) e projeções futuras (2011-2099). In: IV Symposium Internacional de Climatologia, Joao Pessoa, 2011.
- Mayorga, E. *et al.*, 2005: Estimating cell-to-cell land surface flow paths from digital channel networks, with an application to the Amazon basin. *Journal of Hydrology*, 315, 167-182.
- Mazzoli, C.R.R. *et al.*, 2008: Utilização de métodos estatísticos para avaliação da acurácia dos resultados de simulações numéricas da concentração de ozônio gerados pelos modelos CIT, SPM-BRAMS e WRF/CHEM. In: XV Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais do XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, 2008.

- McRae, G.J. *et al.*, 1992: CIT photochemical airshed model- Systems Manual, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Pennsylvania and California Institute of Technology, Pasadena, California.
- McRae, G.J. *et al.*, 1982: Development of second-generation mathematical model for urban air pollution - I model formulation. *Atmos. Environ.*, 16, 679–696.
- Mendes, D. e J.A. Marengo, 2010: Temporal downscaling: a comparison between artificial neural network and autocorrelation techniques over the Amazon Basin in present and future climate change scenarios. *Theor. Appl. Climatol.*, 413-421, doi:10.1007/s00704-009-0193-y.
- Moura, A. D. and S. Hastenrath, 2004: Climate prediction for Brazil's Nordeste: Performance of empirical and numerical modeling methods. *J. Climate*, 17, 2667-2672.
- Nepstad, D., Lefebvre, P., Lopes da Silva, U., Tomasella, J., Schlesinger, P., Solórzano, L., Moutinho, P., Ray, D. and Guerreira Benito, J. (2004), Amazon drought and its implications for forest flammability and tree growth: a basin-wide analysis. *Global Change Biology*, 10:704–717. doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00772.x
- Nepstad D.C. *et al.*, 2008: Interactions among Amazon land use, forests and climate: prospects for a near-term forest tipping point. *Phil. Trans. R. Soc. B* 363(1498), 1737–1746, doi: 10.1098/rstb.2007.0036.
- Oyama, M.D. e C.A. Nobre, 2003: A new climate-vegetation equilibrium state for tropical South America. *Geophys. Res. Lett.*, 30(23), 2199, doi:10.1029/2003GL018600.
- Prentice, I.C. *et al.*, 1992: A global biome model based on plant physiology and dominance, soil properties and climate. *J. Biogeogr.*, 19, 117–134.
- Ramos da Silva, R. *et al.*, 2008: Regional impacts of future land-cover changes on the Amazon Basin during the wet-season climate impacts. *J. Climate*, 21, 1153-1170.
- Salazar, L.F. *et al.*, 2007: Climatic change consequences on the biome distribution in tropical South America. *Geophysical Research Letters*, 34, L09708, doi:10.1029/2007GL029695.
- Sampaio, G e Satyamurty P (1998) El Niño de 1997/98: Evolução e Impactos no Brasil. X Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília, Brasil.
- Sampaio, G., 2001: *O El Niño e Você - o fenômeno climático*. Editora Transtec - São José dos Campos, São Paulo.
- Sampaio, G. *et al.*, 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. *Geophys. Res. Lett.*, 34, L17709, doi:10.1029/2007GL030612.
- Satyamurty, P. *et al.*, 1998. Tropics - South America. In : *Meteorology of the Southern Hemisphere*, [Kauly, D.J. e D.G. Vincent (Eds.)], Meteorological Monograph. American Meteorological Society, Boston, 119-139.
- Sellers, P.J. *et al.*, 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271(5254), 1402-1406.
- Silva Dias, M. A. F.; DIAS, Pedro Leite da Silva. As incertezas regionais nos cenários de mudanças climáticas globais. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, v. 31, p. 12-17, 2007.
- Streck, N.A. e C.M. Alberto, 2006: Simulação do impacto da mudança climática sobre a água disponível do solo em agroecossistemas de trigo, soja e milho em Santa Maria, RS. *Ciência Rural*, 36(2), 424-433.
- Vincent, L. A. *et al.*, 2005: Observed Trends in Indices of Daily Temperature Extremes in South America 1960–2000. *J. Climate*, 18, 5011–5023. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI3589.1>