

VOLUME ESPECIAL

SUMÁRIO EXECUTIVO

VOLUME ESPECIAL - PRIMEIRO RELATÓRIO DE AVALIAÇÃO NACIONAL



pbmc

painel brasileiro de mudanças climáticas

VOLUME ESPECIAL

SUMÁRIO EXECUTIVO

PRIMEIRO RELATÓRIO DE AVALIAÇÃO NACIONAL

CARLOS AFONSO NOBRE
Presidente do Conselho Diretor

SUZANA KAHN RIBEIRO
Presidente do Comitê Científico

ANDREA SOUZA SANTOS
Secretária Executiva

DANIELLY GODIVA SANTANA DE SOUZA
Assessora Técnica do Grupo de Trabalho 1

ERICO LEIVA
FABIANA SOARES
Unidade de Apoio Técnico do Grupo de Trabalho 1

TRAÇO DESIGN
Projeto gráfico

FICHA TÉCNICA/REFERÊNCIA DESTE SUMÁRIO
PBMC, 2012: Sumário Executivo do Volume 1 - Base Científica das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 para o 1º Relatório de Avaliação Nacional do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. Volume Especial para a Rio+20. PBMC, Rio de Janeiro, Brasil, 34 pp.

COORDENADORES DO GT 1
Moacyr Araújo (UFPE)
Tércio Ambrizzi (USP)

AUTORES PRINCIPAIS DO GT 1
Abdelfettah Sifeddine (UFF/IRD)
Alexandre Araújo Costa (UECE)
Alexandre de Siqueira Pinto (UnB)
Alexandre Lima Correia (USP)
Alice Marlene Grimm (UFPR)
Antonio Ocimar Manzi (INPA)
Chou Sin Chan (INPE)
Cleber Ibraim Salimon (UFAC)
Cristiano Mazur Chiessi (USP)
Dieter Carl Ernst Heino Muehe(UFRJ)
Dora Maria Villela (UENF)
Edmo José Dias Campos (USP)
Everaldo Barreiros de Souza (UFPA)
Fábio Roland (UFJF)
Francisco William da Cruz Junior (USP)
Gabriela Bielefeld Nardoto (UnB)
Gilvan Sampaio de Oliveira (INPE)
Humberto Ribeiro da Rocha (USP)
Ivan Bergier Tavares de Lima (EMBRAPA)
Jean Pierre Henry Balbaud Ometto (INPE)
Luiz Antonio Martinelli (USP)
Marcelo Corrêa Bernardes (UFF)
Marcia Yamasoe (USP)
Mercedes Maria da Cunha Bustamante (UnB)
Newton La Scala Júnior (UNESP)

Patricia Pinheiro Beck Eichler (UFRN)
Paulo Nobre (INPE)
Rômulo Simões Cezar Menezes (UFPE)
Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior (UNIFESP)
Valério De Patta Pillar (UFRGS)

AUTORES COLABORADORES DO GT 1
Adriano Marlisom Leão de Sousa (UFRA)
Alan Rodrigo Panosso (UNESP)
Alberto Ricardo Piola (Universidade de Buenos Aires)
Aldrin Martin Perez Marin (INSA)
Alex Enrich Prast (UFRJ)
Aline de Holanda Nunes Maia (EMBRAPA)
Aline Sarmento Procópio (UFJF)
Álvaro Ramon Coelho Ovalle (UENF)
Ana Luiza Spadano Albuquerque (UFF)
André Megali Amado (UFRN)
André Rosch Rodrigues (USP)
Astolfo G. M. Araujo (USP)
Bastiaan Adriaan Knoppers (UFF)
Beatriz Beck Eichler (USP)
Carlos Alberto Nobre Quesada (INPA)
Carlos Eduardo de Rezende (UENF)
Carlos Gustavo Tornquist (UFRGS)
Celso Von Randow (INPE)
Cimélio Bayer (UFRGS)
Corina Sidagis Galli (IIE)
Donato Abe (IIE)
Edmilson Freitas (USP)
Edson José Paulino da Rocha (UFPA)
Eduardo Arcoverde de Mattos (UFRJ)
Eduardo Barretto de Figueiredo (UNESP)
Eduardo G. Neves (USP)
Eduardo Siegle (USP)
Elisabete de Santis Braga (USP)
Elizabethe de Campos Ravagnani (USP)
Eloi Melo Filho (FURG)
Enio Pereira de Souza (UFCEG)
Enrique Ortega Rodríguez (UNICAMP)
Everardo Valadares de Sá Barretto Sampaio (UFPE)
Exedito Ronald Gomes Rebello (INMET)
Felipe Mendonça Pimenta (UFRN)
Flavio Barbosa Justino (UFV)
Francinete Francis Lacerda (ITEP)
Francisco de Assis Diniz (INMET)
Frederico Scherr Caldeira Takahashi (UnB)
Gabriel Constantino Blain (IAC)
Guilherme Ruas Medeiros (IIE)
Guillermo Oswaldo Obregón Párraga (INPE)
Henrique de Melo Jorge Barbosa (USP)
Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti (INPE)
Janice Romaguera Trotte-Duhâ (DHN/ Programa GOOS/Brasil da CIRM)
João dos Santos Vila da Silva (EMBRAPA)
Jorge Alberto Martins (UTFPR)
José Fernando Pesquero (INPE)
Jose Galizia Tundisi (IIE)
José Maria Brabo Alves (FUNCEME)
Juan Ceballos (INPE)

Julio Carlos França Resende (Camara Legislativa do Distrito Federal)
Leila Maria Véspoli de Carvalho (USP)
Lincoln Muniz Alves (INPE)
Luciana della Coletta (USP)
Luciano Ponzi Pezzi (INPE)
Ludgero Cardoso Galli Vieira (UnB)
Luiz Antonio Cândido (INPA)
Luiz Augusto Toledo Machado (INPE)
Luiz Carlos R. Pessenda (USP)
Manoel Alonso Gan (INPE)
Manoel Ferreira Cardoso (INPE)
Marcos Djun Barbosa Watanabe (UNICAMP)
Marcos H. Costa (UFV)
Marcus Jorge Bottino (INPE)
Maria de Fátima Andrade (USP)
Mariane M. Coutinho (INPE)
Michel Michaelovitch de Mahiques (USP)
Olga Tiemi Sato (USP)
Orivaldo Brunini (IAC)
Osmar Pinto Júnior (INPE)
Paulo Nobre (INPE)
Paulo Polito (USP)
Prakki Satyamurty (UEA)
Regina Rodrigues (UFSC)
Reindert Haarsma (KNMI)
Renato C. Cordeiro (UFF)
Ricardo de Camargo (USP)
Rita Yuri Ynoue (USP)
Roberto Antonio Ferreira de Almeida (INPE)
Ronald Buss de Souza (INPE)
Ruy Kenji Papa de Kikuchi (UFBA)
Simone Aparecida Vieira (UNICAMP)
Simone Costa (INPE)
Solange Filoso (University of Maryland)
Sonia Maria Flores Giancesella (USP)
Vanderlise Giongo (EMBRAPA)
Vera Lúcia de Moraes Huszar (UFRJ)
Vinicius Fortes Farjalla (UFRJ)
Wagner Soares (INPE)
Weber Landim de Souza (INT)
Yara Schaeffer-Novelli (USP)

REVISORES DO GT 1
Alan Cavalcanti da Cunha (UNIFAP)
Fernando Martins (INPE)
Flavio Jesus Luizão (INPA)
Gilberto Fernando Fisch (IEA/CTA)
Heitor Evangelista da Silva (UERJ)
José Maria Landim Dominguez (UFBA)
Marcelo de Paula Corrêa (UNIFEI)
Maria Assunção F. Silva Dias (USP)
Maria Cristina Forti (INPE)
Maria Valverde (INPE)
Regina Luizão (INPA)

REVISORES ESPECIALISTAS DO GT 1
Ilana Elazari Klein Coaracy Wainer (USP)
José Antonio Marengo Orsini (INPE)
Paulo Eduardo Artaxo Netto (USP)
Pedro Leite da Silva Dias (LNCC)

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO	4
EVIDÊNCIAS OBSERVACIONAIS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS	7
FORÇANTES RADIATIVAS NATURAIS E ANTRÓPICAS	15
CICLOS BIOGEOQUÍMICOS, BIOMAS E RECURSOS HÍDRICOS	21
MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES E INCERTEZAS	25
REFERÊNCIAS	29

INTRODUÇÃO

Este relatório integra as perspectivas sobre mudanças climáticas derivadas de várias comunidades científicas que trabalham no contexto da ciência do clima, seguindo a estratégia usada pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC): bases físicas, impactos, vulnerabilidade e adaptação, e mitigação.

Tendo em vista as dimensões continentais do Brasil e a diversidade de regimes climáticos e de setores potencialmente afetados pelas variações e mudanças climáticas, fica evidente a necessidade de uma melhor compreensão das mudanças globais e regionais do clima. Neste sentido, e aliado à importância de uma abordagem nacionalizada sobre o tema, os Ministérios da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e do Meio Ambiente (MMA) criaram o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC), que foi instituído em setembro de 2009.

O PBMC objetiva fornecer avaliações científicas sobre as mudanças climáticas de relevância para o Brasil, incluindo os impactos, vulnerabilidades e ações de adaptação e mitigação. As informações científicas levantadas pelo PBMC são sistematizadas por meio de um processo objetivo, aberto e transparente de organização dos levantamentos produzidos pela comunidade científica sobre as vertentes ambientais, sociais e econômicas das mudanças climáticas. Desta forma, o Painel pretende subsidiar o processo de formulação de políticas públicas e tomada de decisão para o enfrentamento dos desafios representados por estas mudanças, servindo também como fonte de informações de referência para a sociedade.

O PBMC apresenta os Relatórios de Avaliação (RAN) elaborados pelas diferentes comunidades científicas do país que trabalham na área ambiental. Seguindo os moldes dos relatórios científicos do IPCC, os RANs têm procurado evidenciar as diferentes contribuições naturais e humanas sobre o aquecimento global. Este processo, longe de trivial, baseia-se na análise de grandes quantidades de dados observacionais e na utilização de modelos climáticos que, apesar de se constituírem no estado da arte atual, ainda apresentam algum grau de incerteza em suas projeções das mudanças futuras de clima e dos seus impactos nos sistemas naturais e humanos.

Com relação aos esforços observacionais e de modelagem matemática do clima no Brasil, destacam-se alguns programas e iniciativas implantadas nos últimos anos. Do ponto de vista de programas de governo, salientamos a criação da Rede Brasileira de Pesquisas sobre Mudanças Climáticas Globais (Rede Clima), uma iniciativa visando integrar diferentes disciplinas no estudo de problemas críticos associados às mudanças climáticas globais. A agenda científica da Rede Clima é muito ampla, e sua atuação envolve dezenas de grupos de pesquisa distribuídos entre a maioria dos estados do país. A Rede Clima está executando projetos visando a melhoria do inventário de emissões de gases de efeito estufa no Brasil, estudando o impacto de fumaça de queimadas na saúde da população e analisando estratégias mais eficientes de mitigação de emissões, entre muitos outros projetos.

Outra iniciativa importante do governo federal é o estabelecimento dos Institutos Nacionais de Ciência e Tecnologia (INCTs), igualmente estruturados em forma de rede de grupos de pesquisa. Vários INCTs têm aspectos científicos associados às mudanças globais, tais como o INCT de Serviços Ambientais, os INCTs em Ciências do Mar, o INCT de Adaptação da Biodiversidade às Mudanças Climáticas, entre outros. Entretanto, um dos INCTs é organizado especificamente na temática de mudanças climáticas globais, o INCT de Mudanças

Climáticas Globais (INCT-MC), coordenado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE). A agenda científica do INCT-MC inclui estudos de adaptação da matriz energética, estudos sobre o papel da Amazônia, desenvolvimento de técnicas agrícolas com menores emissões, e outras temáticas relevantes aos impactos no Brasil das mudanças climáticas.

Com relação à Amazônia, um importante trabalho tem sido desenvolvido no âmbito do Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia (LBA), que é um programa do MCT administrado pelo INPA (Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia). O LBA estuda o papel do ecossistema Amazônico nas mudanças globais como sistema natural, e tem a participação de dezenas de grupos de pesquisa do país. Os estudos do balanço de carbono, do papel das nuvens no sistema climático, do ciclo hidrológico, da meteorologia da região, mudanças de uso do solo e outras questões relevantes para o ecossistema Amazônico fazem parte da temática científica do LBA. O LBA vem sendo executado com sucesso ao longo dos últimos 15 anos, com uma grande produção científica na área de mudanças globais na Amazônia. O LBA também formou um grande número de novos pesquisadores atuando na área.

Entre as diversas iniciativas estaduais, destaca-se o Programa FAPESP de Mudanças Climáticas Globais (PFMCG), implantado pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), com previsão de duração de pelo menos 10 anos. O PFMCG visa estudar uma ampla gama de temas relevantes às mudanças climáticas globais, entre os quais estão: o processo de urbanização e de emissões de gases de efeito estufa e seus impactos sociais; estudos sobre as emissões de gases de efeito estufa do cultivo da cana-de-açúcar; métodos para desenvolver a chamada “Economia Verde”; o efeito das emissões do processo de produção de etanol; a modelagem climática; o papel dos oceanos no clima do Brasil, entre muitos outros. O PFMCG também financia a construção do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global (MBSCG), que vai dar autonomia ao país na área de modelagem global. Nos últimos anos, o Brasil adquiriu um supercomputador de grande porte, com capacidade adequada para viabilizar simulações de modelos climáticos acoplados, com a ciclagem de carbono e outros efeitos no ecossistema, os chamados *Earth System Models*.

As principais contribuições geradas por estes e outros programas de pesquisa serão incorporadas no Primeiro Relatório de Avaliação Nacional (RAN1) do PBMC. O RAN1 é composto de três volumes, correspondentes às atividades de cada Grupo de Trabalho, além de um volume sobre Metodologias de Inventários de Gases de Efeito Estufa, elaborado pela Força Tarefa (www.pbmc.coppe.ufrj.br). O presente documento é o Sumário Executivo das principais contribuições do RAN1 do Grupo de Trabalho 1 (GT1) – Bases Científicas das Mudanças Climáticas, cujo objetivo é avaliar os aspectos científicos do sistema climático e de suas mudanças observadas e projetadas. Sua estrutura está baseada no escopo do PBMC-GT1, que foi previamente definido, coletivamente, com os Autores Principais dos Capítulos. Os levantamentos resultam de uma extensa pesquisa bibliográfica, quando se procurou, de um lado, evidenciar as implicações para o Brasil dos principais pontos do IPCC-AR4 e, de outro, registrar e discutir os principais trabalhos científicos publicados após 2007, com destaque para aqueles relacionados mais diretamente às mudanças climáticas na América do Sul e no Brasil. O conjunto de informações geradas e sintetizadas neste sumário forma a primeira contribuição do Grupo de Trabalho 1 (GT1) – Bases Científicas das Mudanças Climáticas para o Primeiro Relatório de Avaliação Nacional (RAN1) do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas.

EVIDÊNCIAS OBSERVACIONAIS DAS VARIAÇÕES CLIMÁTICAS

Um aspecto importante abordado no GT1 é relacionado à identificação das evidências observacionais de variações e mudanças do clima no passado geológico que contribuem para o melhor entendimento das variabilidades climáticas observadas no presente, e para inferir o comportamento do clima futuro, este último derivado das projeções de mudanças no clima do Brasil e do continente sul-americano.

As análises sugerem que marcantes alterações na circulação da porção oeste do Atlântico Sul foram reconstituídas para o Último Máximo Glacial (de 23.000 a 19.000 anos Antes do Presente - AP), a última deglaciação (de 19 a 11,7 mil anos AP) e o Holoceno (de 11,7 mil anos até o presente). As principais alterações se relacionam com: (i) uma diminuição na profundidade dos contatos entre as massas de água intermediária e profunda durante o Último Máximo Glacial, que foi caracterizado por uma Célula de Circulação Meridional do Oceano Atlântico (também conhecida como Circulação Termo-halina), que não foi nem significativamente mais fraca, nem uma versão significativamente mais forte, se comparada com sua intensidade atual; (ii) um aquecimento das temperaturas de superfície do Atlântico Sul durante eventos de diminuição na intensidade da Circulação Termo-halina, em períodos específicos da última deglaciação (e.g., Heinrich Stadial 1 (18,1 e 14,7 mil anos AP) e Younger Dryas (entre 12,8 e 11,7 mil anos AP)); e (iii) o estabelecimento de um padrão similar ao atual de circulação superficial na margem continental sul do Brasil entre 5 e 4 mil anos AP.

Durante o Holoceno, as análises realizadas permitem afirmar que as mudanças na insolação recebida pela Terra

em escala temporal orbital foram a principal causa de modificações na precipitação e nos ecossistemas das regiões tropical e subtropical do Brasil, principalmente aquelas regiões sob influência do Sistema de Monção da América do Sul. Valores altos de insolação de verão para o hemisfério sul foram associados a períodos de fortalecimento do Sistema de Monção da América do Sul e vice-versa. Na escala temporal milenar foram observadas fortes e abruptas oscilações no gradiente de temperatura do Oceano Atlântico, bem como na pluviosidade associada ao Sistema de Monções da América do Sul e à Zona de Convergência Intertropical. A causa destas mudanças climáticas abruptas reside aparentemente em marcantes mudanças na intensidade da circulação oceânica meridional do Atlântico. Períodos de enfraquecimento desta circulação foram associados a um aumento na precipitação das regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

O nível relativo do mar na costa do Brasil atingiu até 5m acima do nível atual entre 6 e 5 mil anos AP e diminuiu gradativamente até o início do período industrial.

Análises paleoantracológicas indicam que, por um longo período do Quaternário tardio, o fogo tem sido um fator de grande perturbação em ecossistemas tropicais e subtropicais, juntamente com o clima, de suma importância na determinação da dinâmica da vegetação no passado geológico.

Apesar de ainda existirem marcantes controvérsias a respeito de pontos importantes relacionados à ocupação humana das Américas (e.g., idade das primeiras migrações, quantas levas de migrações ocorreram, por

que caminhos se processaram as migrações), pode-se afirmar que toda a América do Sul já estava ocupada pelo *Homo sapiens* ao redor de 12 mil anos AP e tais ocupações já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si. A aparente estabilidade na ocupação humana do Brasil foi interrompida entre 8 e 2 mil anos AP, com significativo abandono de sítios e migração em escala regional, que devem estar associados a marcantes mudanças climáticas.

A Pequena Idade do Gelo (1500 a 1850 AP) foi caracterizada, na porção (sub)tropical da América do Sul ao sul da linha do Equador, por um aumento na precipitação que provavelmente está associado a um fortalecimento do Sistema de Monção da América do Sul e a uma desintensificação da Circulação Termo-halina do Atlântico. Entretanto, os mecanismos climáticos associados não estão bem estabelecidos e o número de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis em ambientes (sub)tropicais sobre este evento é particularmente reduzido.

De fato, há um número ainda bastante restrito de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos provenientes do Brasil e da porção oeste do Atlântico Sul. Apenas nos últimos anos foram publicados os primeiros estudos (e.g., Cheng et al., 2009; Chiessi et al., 2009; Souto et al., 2011; Laprida et al., 2011; Strikis et al., 2011) para algumas regiões (e.g., região Centro-Oeste, Zona de Confluência Brasil-Malvinas) e variáveis (e.g., temperatura da superfície do mar (TSM) para o Holoceno, variabilidade decadal e secular na precipitação). Neste sentido, é importante que lacunas nesta área do conhecimento sejam preenchidas nos próximos anos através de investimentos em mais pesquisas e na formação de recursos humanos especializados.

Considerando o passado recente, a análise dos resultados observacionais revela o grande impacto da variabilidade interanual dos parâmetros ambientais, que pode produzir alterações importantes nas chuvas sazo-

nais em certas regiões, como a Amazônia. Neste aspecto, uma das maiores fontes de variabilidade interanual do clima são os eventos El Niño e La Niña, junto com os modos de variabilidade do Oceano Atlântico Tropical e Sul. A variação decadal (em escalas de 25-30 anos) no Oceano Pacífico ou Atlântico apresentam menor diferença entre fases opostas, mas são relevantes em termos de adaptação porque são persistentes, podendo causar secas prolongadas ou décadas com mais eventos extremos de chuva em várias regiões da América do Sul.

As variabilidades decadais das circulações atmosférica e oceânica de grande escala produziram forte variação climática desde meados da década de 1970, devido à superposição de efeitos da sua mudança de fase nesta década. Portanto, análises de tendências em séries relativamente curtas de parâmetros climáticos, que compreendem períodos antes e depois desta década, são mais sugestivas do que conclusivas. Parte das tendências detectadas na precipitação do Brasil pode ser explicada por mudanças de fase em oscilações decadais, no entanto, é possível afirmar que uma parte da variabilidade do clima já seja uma consequência do atual aquecimento global observado. Por exemplo, algumas das tendências detectadas são consistentes com a variação produzida na segunda metade do século passado pela variação decadal de chuvas anuais, que é significativamente correlacionado não apenas à tendência de TSM, mas também à Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) e à Oscilação Decadal do Pacífico (ODP). Estes resultados mostram tendências negativas no norte e oeste da Amazônia, positivas no sul da Amazônia, positivas no centro-oeste e sul do Brasil, e ausência de tendência no Nordeste. A tendência de aumento da precipitação entre 1950-2000 no Sul do Brasil e outras partes da baixa Bacia do Paraná/Prata, principalmente entre o período anterior e posterior à década de 1970, aparece em outros modos interdecadais, particularmente quando se usam séries um pouco mais longas.

Para verificar se as tendências decadais de precipitação se devem apenas à mudança de fase da OMA, ou se são parte de comportamento consistente de mais longo período, seriam necessárias: (i) séries mais longas de precipitação e (ii) uma maior consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação nessas regiões projetadas por modelos climáticos. Portanto, é necessário um melhor tratamento e avaliação das incertezas sobre tendências projetadas, combinado com um maior desenvolvimento dos modelos climáticos usados para gerar projeções climáticas. Da mesma forma, ainda é difícil analisar o quanto as mudanças antropogênicas têm influenciado os eventos extremos de precipitação, cujas variações também podem estar mais relacionadas à variabilidade natural do clima.

Estudos de tendência da temperatura, utilizando dados de estação sobre a América do Sul, limitam-se, na sua maioria, ao período 1960-2000. Os resultados mais significativos referem-se às variações de índices baseados na temperatura mínima diária, que indicam aumento de noites quentes e diminuição de noites frias na maior parte da América do Sul, com consequente diminuição da amplitude diurna da temperatura, especialmente na primavera e no outono. Estes resultados são mais robustos para as estações localizadas nas costas leste e oeste dos continentes e são confirmados para séries em períodos mais longos.

Embora a influência da variabilidade dos oceanos Atlântico e Pacífico no comportamento de longo prazo das temperaturas sobre a América do Sul precise ser levada em conta, a influência antropogênica sobre os extremos de temperatura parece ser mais provável do que aquela verificada sobre os extremos de precipitação. A enorme escassez de dados de estação sobre vastas áreas tropicais como a Amazônia e o centro-oeste e leste do Brasil limita o estabelecimento de conclusões acuradas para estas regiões usando dados de estação. Estudos recentes mostraram que fatores como mudança de

uso da terra (desmatamento, urbanização) e queima de biomassa podem influenciar a temperatura em áreas urbanas e rurais; porém, a magnitude e extensão espacial do sinal de longo prazo dessas influências sobre a temperatura em superfície ainda precisam ser investigadas. Conforme será discutido nas próximas seções, o efeito da mudança de uso da terra e da urbanização, conhecido como ilha de calor urbana, pode ser um importante agente contribuindo para o aumento da temperatura média global, particularmente nas grandes cidades.

Dados de reanálises, desde 1948, fornecem evidência de aumento de temperatura em baixos níveis na atmosfera de forma mais acentuada em direção aos trópicos do que nos subtrópicos da América do Sul, durante o verão austral. Neste caso, a temperatura média anual junto da superfície nos trópicos tem apresentado tendência positiva desde então, enquanto nos subtrópicos há tendência negativa em alguns pontos do sudeste do Brasil desde meados da década de 1990. O aumento da temperatura também foi verificado sobre o Atlântico Tropical, sugerindo que possam ter ocorrido mudanças no contraste oceano-atmosfera e, portanto, no desenvolvimento dos sistemas do tempo e padrões de clima na região. Estas mudanças podem causar alterações no regime de precipitação e nebulosidade e criar *feedbacks* ainda pouco estudados na temperatura e no clima local. Mudanças nos campos médios globais e na TSM, antes e após o período conhecido como *climate shift*, em meados dos anos 70, podem ter exercido importante papel no regime de temperaturas e precipitação, e respectivas tendências, e precisam ser consideradas para se avaliar corretamente o efeito do aquecimento global sobre a América do Sul.

Não há dúvidas de que a temperatura média global da atmosfera tem aumentado com maior intensidade ao longo dos últimos 30 a 40 anos e, desta forma, contribuído para alterar o clima global e regional. No entanto, os oceanos também participam de forma decisiva no

equilíbrio climático, tendo em vista a sua grande extensão espacial, combinada à alta capacidade térmica da água. O aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são, portanto, indicadores consistentes de aquecimento do planeta.

Apesar da grande dificuldade de se observar o oceano com a cobertura espacial e temporal necessária para melhor monitorar e entender mudanças nos oceanos e as respostas dessas mudanças no clima, há de se reconhecer que grandes progressos têm sido obtidos nos últimos anos. Observações remotas por satélite têm sido realidade já há algumas décadas e programas observacionais *in situ*, como o Argo, têm permitido a obtenção de conjuntos de dados valiosos desde a superfície até profundidades intermediárias do oceano. Recentemente, vários esforços têm sido despendidos na reavaliação de dados históricos, possibilitando interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo.

Com base em um número considerável de trabalhos publicados nas últimas décadas, o Quarto Relatório de Avaliação do Clima do IPCC (IPCC-AR4, 2007) concluiu, de forma inequívoca, que a temperatura do oceano global aumentou nos últimos 50 anos, sendo que, mais recentemente, vários estudos científicos têm confirmado, de forma indiscutível, o aquecimento das águas oceânicas. A temperatura da superfície do mar (TSM) no Oceano Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico Sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do século XX, possivelmente devido às mudanças na camada de ozônio sobre o Polo Sul e também ao aumento dos gases efeito estufa (Arblaster e Meehl, 2006; Ranyer et al., 2006). De forma consistente com um clima mais quente, o ciclo hidrológico tem também se alterado, refletindo em mudanças na salinidade da superfície do mar. Estudos mostram que a região subtropical do Atlântico Sul está se tornando mais quente e mais salina (Durack e Wijffels, 2010; McCarthy et al., 2011).

Considerando os oceanos globais, abaixo da superfície há evidências claras do aumento da temperatura em suas camadas superiores. Reanálise de dados históricos, obtidos por batitermógrafos descartáveis (XBTs), mostram uma clara tendência de aquecimento nos primeiros 700 m da coluna de água. Estudos independentes com dados obtidos até 2000 m de profundidade com perfiladores Argo sugerem um aquecimento significativo também abaixo de 700 m. A Fig. 1 (Trenberth, 2010) sumariza resultados de recentes estudos baseados em um amplo conjunto de dados, incluindo XBT, Argo e outros, no período 1993-2008, indicando, de forma robusta, que o conteúdo de calor na camada de 0 a 700 m do oceano global está aumentando a uma taxa média, para todo o planeta, de $0,64 \pm 0,29 \text{ W m}^{-2}$ (Lyman et al., 2010).

Os estudos analisados pelo IPCC-AR4, e outros estudos e compilações mais recentes, também apontam para variações no conteúdo de calor e na elevação do nível do mar, em escala global. Variações nessas propriedades promovem alterações nas características das diferentes massas de água, o que fatalmente leva a alterações nos padrões de circulação do oceano. Por sua vez, mudanças na circulação resultam em alterações na forma como o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas na superfície da Terra.

Baseado em medidas utilizando várias abordagens, o nível médio do mar também está aumentando. Grande parte das projeções mais antigas de aumento do nível do mar para todo o século XXI deve ser alcançada ao longo das primeiras décadas, o que faz com que se configurem perspectivas mais preocupantes do que aquelas divulgadas no início dos anos 2000. Variações de 20 a 30 cm, esperadas para ocorrer ao longo do todo o século XXI, já podem ser atingidas, em algumas localidades, até antes da metade do século. Deve-se esperar, também, uma significativa variabilidade espacial da resposta do nível do mar entre os distintos locais do globo. Na costa do Brasil são poucos os estudos realizados com base em observações *in situ*. Mesmo assim, taxas de aumento do nível do mar na

costa sul-sudeste já vêm sendo reportadas pela comunidade científica brasileira desde o final dos anos 80 e início dos anos 90.

O aumento do nível do mar, assim como o aumento de temperatura, mudanças no volume e distribuição das precipitações e concentrações de CO_2 , afetarão de modo variável o equilíbrio ecológico de manguezais, dependendo da amplitude destas alterações e das características locais de sedimentação e espaço de acomodação.

Ao longo da extensão da linha de costa brasileira são vários os trechos em erosão, distribuídos irregularmente e muitas vezes associados aos dinâmicos ambientes de desembocaduras. Diversas são as áreas costeiras densamente povoadas que se situam em regiões planas e baixas, nas quais os já existentes problemas de erosão, drenagem e inundações serão amplificados em cenários de mudanças climáticas.

Importantes massas de água estão se alterando. Os giros subtropicais do Atlântico Norte e Sul têm se tornado mais quentes e mais salinos. Como consequência, segundo conclusão do IPCC-AR4 e de estudos mais recentes, é bastante provável que pelo menos até o final do último século a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico tenha se alterado em escalas de interanuais a decadais.

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas a alterações nos padrões da circulação atmosférica. Esses estudos mostram que, em consequência do deslocamento do rotacional do vento em direção ao polo, o transporte de águas do Oceano Índico para o Atlântico Sul, fenômeno conhecido como o “vazamento das Agulhas”, vem aumentando nos últimos anos. Análises de dados obtidos remotamente por satélite e *in situ* mostram mudanças no giro subtropical do Atlântico Sul associadas a alterações na salinidade das camadas superiores. Resultados de observações e modelos sugerem que o giro subtropical do Atlântico Sul vem se expandindo, com um deslocamento para sul da região da Confluência Brasil-Malvinas (Bjastoch et al., 2008, 2009; Haarsma et al., 2009).

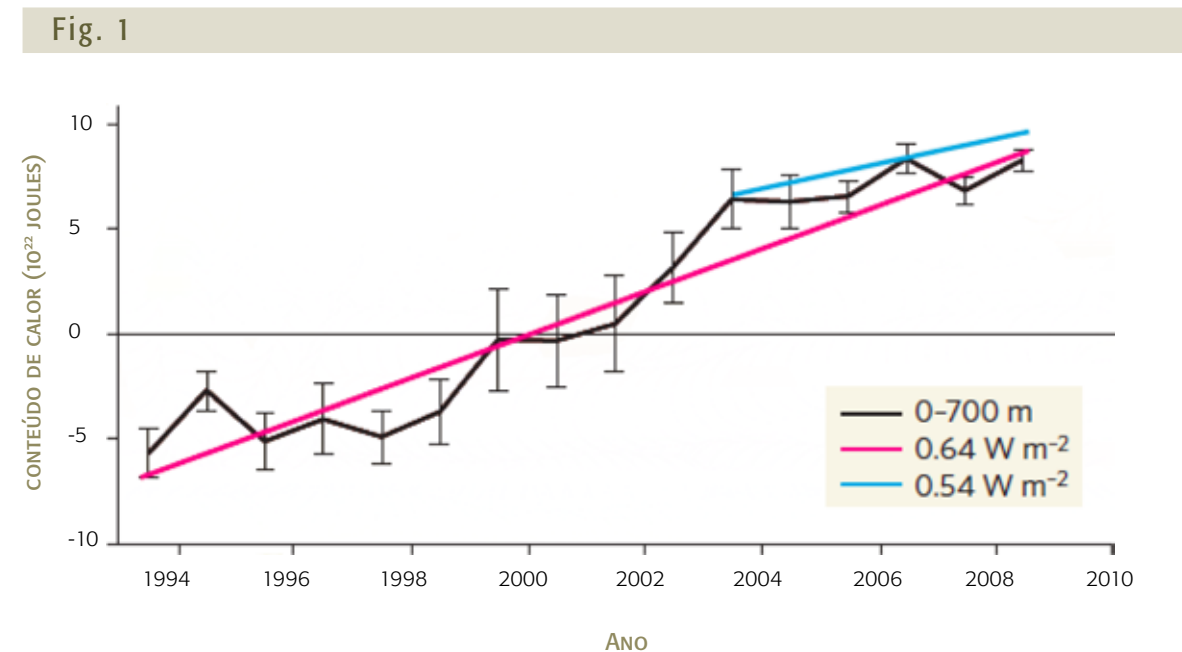


Fig. 1. Variação do conteúdo de calor na camada de 0 a 700 m do oceano global (linha preta). A tendência positiva da ordem de $0,64 \text{ W m}^{-2}$ é um forte indicador do aquecimento da camada superior do oceano. A linha azul representa a variação do conteúdo de calor para 0-2000 m, baseada em 6 anos de dados Argo. A taxa de aumento de $0,54 \text{ W m}^{-2}$ sugere que uma parte do aquecimento está acontecendo em profundidades superiores a 700 m (Trenberth, 2010).

Desde a última publicação do relatório IPCC AR4, os maiores avanços de estudos referentes ao El Niño têm mostrado fortes indícios de que suas características no Oceano Pacífico estão mudando nas últimas décadas. Pesquisas atuais apontam que, além da existência de um El Niño convencional, onde o máximo de anomalia de TSM ocorre na região do Pacífico Leste Equatorial, observou-se a presença de uma outra estrutura espacial, referida como El Niño Modoki (Ashok et al., 2007) ou ainda El Niño do Pacífico Central (Kao e Yu, 2009; Kug et al., 2009), onde o máximo das anomalias do TSM ocorre no Pacífico Central. Apesar de existirem alguns estudos indicando que o El Niño Modoki tem impactos diferentes de seu “irmão”

convencional, o que pode ser compreendido pelo conceito de propagação de ondas trópicos-extratrópicos e pelas alterações na célula de Walker em função da localização da forçante de aquecimento tropical (ver Grimm e Ambrizzi, 2009), pesquisas acerca de sua influência sobre a América do Sul e, particularmente, no Brasil ainda são poucas, possivelmente porque esses impactos devem ser mais fracos. A descoberta do El Niño Modoki pode estar relacionada à sua ocorrência mais frequente na última década, em comparação com o passado (Kug et al., 2009), sendo que alguns estudos sugerem que esse aquecimento anômalo no Pacífico tropical pode ser uma resposta ao aumento dos gases de efeito estufa (Yeh et al., 2009).

Fig. 2

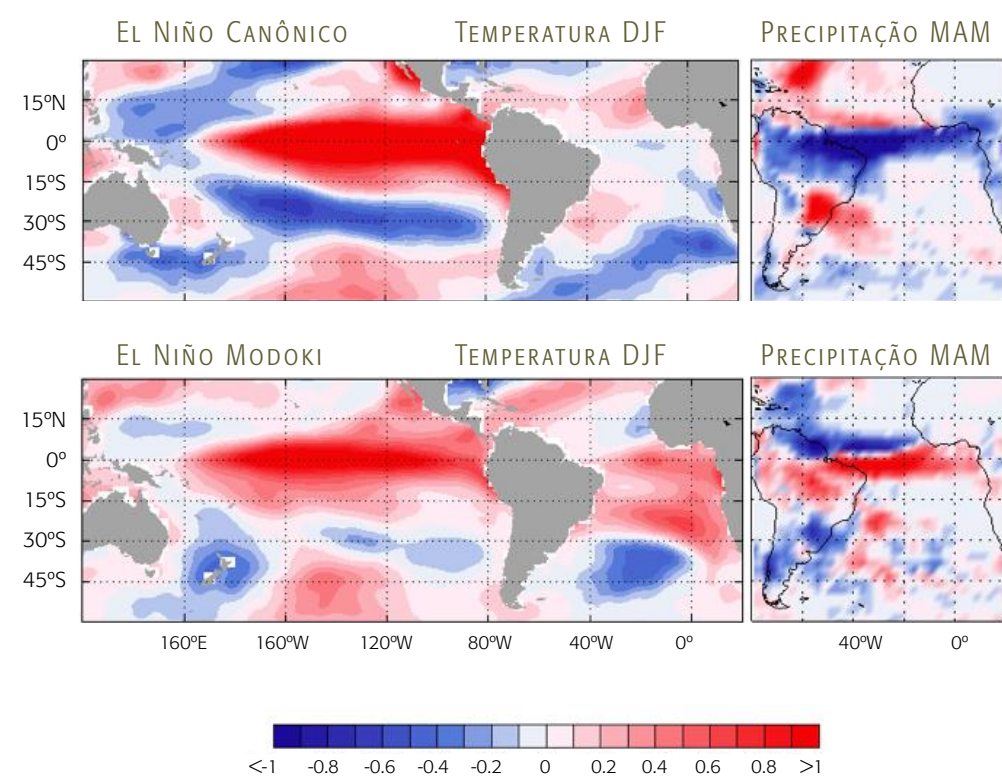


Fig. 2. Anomalias de TSM (°C) em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e anomalias de precipitação (mm dia⁻¹) em março-abril-maio (MAM) para eventos de El Niño canônico (painéis de cima) e para eventos de El Niño Modoki (painéis de baixo). DJF é a estação do ano em que os eventos de El Niño atingem seu pico (fase madura) e MAM é a estação chuvosa sobre o norte/nordeste e quando tem uma influência grande na precipitação do Brasil. Adaptado de Rodrigues et al. (2011).

Mudanças na variabilidade da TSM no Atlântico Sul podem estar associadas a perturbações geradas no Pacífico Equatorial Central e Leste. Essas alterações nos padrões de TSM podem favorecer precipitações acima da média ou na média sobre o norte e nordeste brasileiro, e mais chuvas no sul e sudeste do Brasil. Resultados recentes de Rodrigues et al. (2011), por exemplo, sugerem que eventos de El Niño são responsáveis pelo desenvolvimento das anomalias de TSM no Atlântico, que por sua vez determinam, junto com as mudanças na circulação atmosférica causadas pelo próprio El Niño, o padrão de precipitação sobre o Brasil, ainda que as incertezas nestes resultados sejam consideráveis. Durante El Niños “Modoki”, o Oceano Atlântico apresenta anomalias de TSM positivas no Atlântico Sul tropical e anomalias negativas no Atlântico Sul subtropical (Fig. 2). Este padrão configura a fase negativa do dipolo do Atlântico Sul. Das 11 fases negativas do dipolo do Atlântico Sul que se estabeleceram no período 1950-2005, 9 delas ocorreram em anos de El Niño “Modoki”. Além disso, durante os El Niños “Modoki”, a língua de água fria do Atlântico não se desenvolve e as anomalias de TSM no Atlântico Norte Tropical são negativas, estabelecendo uma fase negativa do modo meridional. Essas anomalias de TSM no Atlântico Tropical permitem que a ZCIT se mova para sul, trazendo chuvas para o norte e nordeste brasileiro. A ocorrência de El Niños convencionais (ou canônicos), por sua vez, coincide com anomalias de TSM negativas no Atlântico Sul Tropical e anomalias positivas no Atlântico Norte Tropical, que coíbem a ZCIT de se movimentar para sul, induzindo chuvas fracas no nordeste. Nota-se que os padrões de precipitação sobre o Brasil em anos de El Niños canônicos são opostos àqueles em anos de El Niños “Modoki” (painéis da direita na Fig. 2).

Geralmente, secas no sul/sudeste eram acompanhadas de chuvas intensas no norte/nordeste em anos de La Niña. Nos últimos eventos de La Niña, em 2007/08 e 2010/11, pôde-se observar uma inversão destes padrões pelo menos no sul/sudeste do Brasil. Considerando que a maioria

dos eventos extremos no Brasil está relacionada a eventos de El Niño e La Niña, essas mudanças de comportamento do El Niño Oscilação Sul (ENOS) são extremamente importantes. Se o aumento da frequência de El Niños “Modoki” devido ao aquecimento global continuar, de acordo com Rodrigues et al. (2011) haverá o desenvolvimento mais frequente de: (i) fases negativas do modo dipolo do Atlântico Sul (polo equatorial quente e polo subtropical frio); (ii) anomalias quentes de TSM no Atlântico Equatorial; e (iii) anomalias menos quentes ou neutras de TSM no Atlântico Norte Tropical, caracterizando uma fase negativa do modo meridional (gradiente meridional de TSM negativo). Alguns estudos observacionais têm indicado uma tendência positiva na amplitude de eventos ENOS, sugerindo como causa o aquecimento global (Zhang et al., 2008a; Kim e An, 2011). Estas análises têm sido complementadas através de experimentos numéricos envolvendo Modelos Acoplados de Circulação Geral, com a imposição de um aumento na concentração dos gases de efeito estufa (An et al., 2008). Apesar destes esforços complementares, ainda há uma grande incerteza se essa tendência de aumento da amplitude do ENOS é devida ao aquecimento global ou à variação natural do sistema climático global (Collins et al., 2010). Com relação a La Niña, ainda não se tem uma previsão do que acontecerá, podendo, potencialmente, ter um efeito oposto. Os últimos eventos de La Niña de 2008/09 acarretaram secas na Amazônia (Marengo, 2010; Lewis et al., 2011), ao passo que as chuvas intensas e enchentes verificadas na Amazônia em 2011/12 também aconteceram durante um evento de La Niña.

A seca de 2005/06 tinha sido considerada um evento que acontece uma vez a cada 100 anos (Marengo et al., 2008), porém, em 2010, ocorreu outra seca de magnitude comparável, mas que afetou outra área da Amazônia (Lewis et al., 2011; Marengo et al., 2011a). Todos estes acontecimentos têm reforçado a hipótese de que tais eventos extremos devem se tornar mais frequentes e intensos em uma mudança climática futura (Cox et al., 2008).

FORÇANTES RADIATIVAS NATURAIS E ANTRÓPICAS

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem participar do sistema climático natural ou serem originados de atividades humanas (antrópicos). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo o aumento na concentração de gases de efeito estufa causado por emissões antrópicas, enquanto outro agente pode tender a resfriá-lo, como o aumento na cobertura de nuvens. Ao tomador de decisões, seria conveniente conhecer qual a influência quantitativa de cada agente climático. Por exemplo, conhecer qual a contribuição de cada agente para as variações de temperatura na superfície do planeta, ou no Brasil. A dificuldade de quantificação do papel de cada agente climático se dá pela deficiência de rede observacional, pela falta de entendimento de processos climáticos complexos e pelas limitações dos modelos climáticos. Em particular, a falta de observações de longo prazo no Brasil é um forte fator limitante à capacidade de diagnosticar e quantificar o papel dos diferentes agentes que atuam no clima brasileiro.

O conceito de forçante radiativa, definido no Painel S1, é necessário para a comparação e quantificação dos efeitos de diferentes tipos de agentes climáticos que alteram o balanço de radiação atmosférico. Uma forçante radiativa positiva significa que um agente climático particular tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos indicam uma tendência de diminuição da temperatura. A forçante radiativa de um agente climático, expressando um fluxo de calor, tem unidades de Wm^{-2} (Watt por metro quadrado). Por exemplo, se um agente climático representa uma forçante radiativa de $+2 \text{ Wm}^{-2}$, isso

indica que ele adiciona 2 Wm^{-2} ao sistema climático, e portanto injeta mais energia no sistema e tende a aquecer o planeta. A forçante radiativa pode ser expressa nos modelos climáticos como a quantidade adicional de energia por unidade de área e de tempo, e estes modelos climáticos podem calcular qual o aumento ou diminuição de temperatura que uma particular alteração no balanço de radiação pode causar. A quantificação numérica da intensidade da forçante radiativa permite ao tomador de decisão visualizar quais os agentes climáticos mais significativos, classificando-os por ordem de magnitude relativa e avaliando a perturbação que este agente climático causa globalmente ou em uma região em particular.

Além de agentes climáticos independentes, ocorrem também situações de interdependência entre agentes, chamadas processos de retroalimentação, que tornam ainda mais complexa a quantificação do efeito climático final de um certo agente. Vários agentes climáticos podem influenciar o ciclo hidrológico, tais como a quantidade de vapor de água, albedo de superfície, quantidade de aerossóis, condições termodinâmicas da atmosfera, entre outros. Foi observado na Amazônia que a fumaça emitida em queimadas pode alterar a microfísica da formação e desenvolvimento das nuvens. Este efeito pode diminuir a incidência de chuva na região. Se isso acontece, então a menor ocorrência de chuvas pode favorecer a ocorrência de um número ainda maior de queimadas, e assim se estabelece um ciclo de retroalimentação positiva. Em tais ciclos de retroalimentação, as relações de causa e efeito são complexas.

Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de anos, no Brasil, são os efei-

PAINEL S1 – DEFINIÇÃO DE FORÇANTE RADIATIVA

A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida nos diferentes compartimentos da atmosfera (topo da atmosfera, superfície terrestre, etc.) entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada época, como, por exemplo, no início da Revolução Industrial (ca. 1750), adotado pelo IPCC, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Forster *et al.*, 2007).

tos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a das partículas de aerossóis (fumaça) emitidos em queimadas por fontes antrópicas. A Tabela S1 apresenta uma compilação de resultados, encontrados na literatura científica, sobre os principais efeitos radiativos de agentes climáticos no Brasil.

Nuvens exercem um efeito radiativo natural, tendo um forte papel de regulação climática, mas suas propriedades podem ser alteradas pela ação humana (e.g., efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, alteração no perfil vertical de temperatura, entre outros). Essas alterações podem envolver processos de retroalimentação, com possíveis impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como tempestades severas. Os resultados compilados mostram que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação sobre a Amazônia, reduzindo em até 110 Wm^{-2} a radiação à superfície, e contribuindo com cerca de $+26 \text{ Wm}^{-2}$ de forçante radiativa no topo da atmosfera. Cabe ressaltar que o modo como os estudos consideram as nuvens distribuídas na vertical desempenha um papel fundamental nos resultados obtidos: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento do planeta, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-lo. Desse modo, é importante destacar que esses resultados não po-

dem ser automaticamente estendidos para outras regiões, com padrões de nuvens e características de superfície diferentes da região amazônica.

Partículas de aerossóis, emitidas em grandes quantidades em queimadas, podem absorver e refletir a radiação solar. Essa interação direta entre aerossóis e a radiação solar define a chamada forçante radiativa direta de aerossóis. Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados resultou em uma forçante radiativa de $-8,0 \pm 0,5 \text{ Wm}^{-2}$ indicando que, em média, a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar a superfície, contrapondo-se parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases têm escalas de tempo e espaço muito diferentes: enquanto gases de efeito estufa tendem a se espalhar aproximadamente de modo uniforme sobre o planeta, e têm tipicamente vida média de dezenas a centenas de anos, aerossóis emitidos em queimadas na Amazônia espalham-se sobre grande parte do continente da América do Sul, e têm vida média de alguns dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). É importante salientar também que partículas de aerossóis emitidas em queimadas contêm grandes quantidades do chamado *black carbon*, que é uma componente com forte absorção da radiação solar. Estas partículas esquentam a atmosfera ao absorver parte da radiação solar, e têm um pa-

pel importante na mudança do perfil vertical de temperatura atmosféricas, inibindo a convecção, que é um mecanismo importante na formação e desenvolvimento de nuvens.

As mudanças antrópicas no uso do solo, como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica, resultaram em modificações de propriedades da superfície como, por exemplo, o albedo, que é a refletividade da superfície. No caso da Amazônia, em geral, substitui-se uma superfície mais escura (floresta) por superfícies mais brilhantes (e.g., plantações, áreas de pastagens, etc.), o que implica em uma maior fração da luz solar sendo refletida de volta ao espaço. Este efeito é importante para a região amazônica, onde foram observadas mudanças de albedo em regiões desmatadas, resultando numa forçante radiativa antrópica de cerca de $-7,3 \pm 0,9 \text{ Wm}^{-2}$. Note-se que esse valor é semelhante à forçante radiativa de aerossóis antrópicos, porém, é importante salientar que o desmatamento na Amazônia tem caráter virtualmente “permanente” (i.e., a maioria das áreas degradadas em geral não volta a ser recomposta como floresta primária), enquanto aerossóis de queimada têm vida média da ordem de dias. Essas observações indicam a necessidade de se realizar estudos mais aprofundados sobre essa forçante originada nos processos de mudança de uso do solo, em especial incluindo-se o efeito da urbanização histórica e da expansão agropecuária em nível nacional e em várias escalas temporais.

Aerossóis também interagem com nuvens, modificando suas propriedades. As nuvens modificadas, por sua vez, interagem fortemente com a radiação solar, definindo-se assim a forçante radiativa indireta de aerossóis (i.e., mediada pela interação de partículas de aerossóis com nuvens). As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis encontradas na literatura apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de $-9,5$ a $-0,02 \text{ Wm}^{-2}$ para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. Este é um tópico que ainda necessita de mais estudos de caracterização e verificações independentes, para que esse

componente da forçante antrópica sobre o Brasil possa ser adequadamente estudado e seus amplos efeitos quantificados em regiões outras que não a Amazônia.

Não foram encontrados no Brasil trabalhos científicos avaliando a forçante radiativa devido ao aerossol de origem urbana, ao aerossol natural de poeira oriunda da África, ou de erupções vulcânicas, nem à formação de trilhas de condensação pelas atividades da aviação comercial. Essas forçantes radiativas, por ora desconhecidas, podem desempenhar papel significativo e ser comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa. Os trabalhos analisados evidenciam a existência de lacunas significativas em estudos de forçantes radiativas no Brasil. Conhecer com precisão a magnitude dessas forçantes, e aprimorar a compreensão de seus impactos, resultará em melhorias nos modelos de previsão de tempo e clima. Tais modelos são ferramentas importantes para instrumentalizar a tomada de decisões políticas e econômicas diante das mudanças climáticas que vêm atuando no país.

No Brasil, uma das principais fontes de gases de efeito estufa (GEE) e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como prática agrícola ou como auxiliar na mudança da cobertura do solo. Como técnica agrícola, as queimadas são empregadas no combate a pragas e na limpeza de lavouras com objetivo de facilitar a colheita, como no caso do cultivo da cana-de-açúcar. O uso de queimadas para alteração do uso do solo é observado especialmente na região amazônica. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil atualmente se concentra na elaboração de inventários de emissão.

Os GEE incluídos nos inventários oficiais são mostrados na Tabela S2, juntamente com suas principais fontes de emissão. Esses GEE são: dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4), óxido nitroso (N_2O), hexafluoreto de enxofre (SF_6), hidrofluorcarbonos (HFC) e perfluorcarbonos (PFC). Outros gases que influenciam as reações químicas que ocorrem na atmosfera, como monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NO_x), ozônio (O_3), além dos compostos orgânicos voláteis que não contêm metano (NMVOC, da sigla em inglês), também poderão ser incluídos no inventário brasileiro futuramente.

TABELA S1 – QUANTIFICAÇÃO DA FORÇANTE RADIATIVA DO AEROSSOL ANTRÓPICO, DA MUDANÇA NO USO DO SOLO E DO EFEITO RADIATIVO DE NUVENS SOBRE O BRASIL E A AMÉRICA DO SUL.

AGENTE	REGIÃO	CONDIÇÃO ^a	VALOR ^b (WM ⁻²)	FONTE DADOS	REFERÊNCIA
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h ^e	[-110;-50]	Modelo climático, satélite	Betts et al., 2009
	Amazônia	SUP,24h ^e	-76	Modelo climático	Miller et al., 2011
		TDA,24h ^e	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo radiativo	Sena et al., 2011
		SUP,24h ^e	-7,3±0,9		
Aerossol antrópico Efeitos Diretos	Amazônia	SUP,24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto, modelo radiativo	Procópio et al., 2004
		ATM,24h ^d	+31,2±3,6		
		TDA,24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA,24h ^e	-16,5	Modelo climático, medidas <i>in-situ</i>	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA,24h ^e	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman et al., 2005
		ATM,24h ^e	+2,9		
	América do Sul	TDA,24h	[-8; -1]	Modelo climático, satélite	Zhang et al., 2008
		SUP,24h	[-35; -10]		
	América do Sul	TDA anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas et al., 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo radiativo	Patadia et al., 2008
		TDA, 24h	-7,6±1,9		
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo	Sena et al., 2011
	Floresta		-6,2±1,9		
	Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol antrópico Efeitos indiretos	Hemisfério Sul	TDA, 24h ^c alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c alb	-1,9±1,3		
	Atlântico tropical	TDA, 24h ^e alb	-1,5	Satélite, modelo radiativo	Kaufman et al., 2005
		TDA, 24h ^e ,ind	-9,5		
	América do Sul	TDA, 24h ind	[-5; +20]	Modelo climático, satélite	Zhang et al., 2008
	América do Sul	TDA, anual ind	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas et al., 2008
	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]		
Total aerossóis e nuvens	Amazônia	TDA,24h ^c	-9,8	Modelo climático, medidas <i>in-situ</i>	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA,24h ^e	-11,3	Satélite, modelo radiativo	Kaufman et al., 2005
		SUP,24h ^e	-8,4		
	América do Sul	TDA,24h	[-10; +15]	Modelo climático, satélite	Zhang et al., 2008
		SUP,24h	[-35; -5]		

a) Indica a posição vertical na coluna atmosférica (TDA: topo da atmosfera; SUP: superfície; ATM: coluna atmosférica) para a estimativa em questão, o domínio temporal de cálculo (valor instantâneo, média de 24h ou média anual), e o componente do efeito indireto analisado (alb: albedo; ind: total dos efeitos indiretos); b) Valores entre colchetes indicam intervalos de mínimo e máximo apresentados nas referências. Quando disponíveis, as incertezas apresentadas pelos autores são indicadas; c) Domínio temporal presumido (não informado explicitamente na referência); d) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,11; e) Estado de referência com profundidade óptica de aerossóis de 0,06.

TABELA S2 - GASES RESPONSÁVEIS PELO EFEITO ESTUFA NO BRASIL E SUAS RESPECTIVAS FONTES DE EMISSÃO.

GEE	FONTES DE EMISSÃO
CO ₂	Mudança no uso do solo e desflorestamento
	Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente pelos setores energético, industrial e de transportes)
	Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural)
	Processos industriais (produção de cimento, cal, amônia, alumínio)
CH ₄	Mudança no uso do solo e desflorestamento
	Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente pelos setores energético, industrial e de transportes)
	Agropecuária (fermentação entérica, manejo de dejetos de animais, cultura de arroz, queima de resíduos agrícolas)
	Tratamento de resíduos (lixo e esgoto industrial e doméstico)
	Emissões fugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de petróleo e gás natural)
	Processos industriais (indústria química)
N ₂ O	Mudança no uso do solo e desflorestamento
	Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente no setor industrial)
	Processos industriais (indústria química - produção de ácido nítrico e adípico)
	Agropecuária (principalmente associado ao manejo de dejetos de animais, solos agrícolas, queima de resíduos agrícolas)
	Tratamento de resíduos (esgoto doméstico)
HFH, PFC, SF ₆	Estes gases não existiam originalmente na natureza, sendo produzidos em processos industriais, principalmente no consumo em equipamentos de refrigeração e elétricos, e na produção de alumínio.
GEE INDIRETO ^a	
CO	Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis principalmente pelos setores energético, industrial, de transporte e residencial)
	Processos industriais (indústria química, indústria de alumínio e papel e celulose)
	Agropecuária (cana-de-açúcar e algodão)
	Mudança no uso do solo e desflorestamento
NO ₂	Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial)
	Processos industriais
	Agropecuária (queima de resíduos de cana-de-açúcar e algodão)
	Mudança no uso do solo e desflorestamento
NMVOC ^b	Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residencial)
	Processos industriais (indústria química, de alumínio, papel e celulose, e de alimentos e bebidas)
	Uso de solventes

a) Gases que influenciam as reações químicas na troposfera, e que indiretamente exercem aquecimento da atmosfera; b) Compostos orgânicos voláteis exceto metano, da sigla em inglês.

CICLOS BIOGEOQUÍMICOS, BIOMAS E SISTEMAS HÍDRICOS

No Brasil, são esperadas mudanças profundas e variáveis no clima, conforme a região do país. É esperado que essas mudanças afetem os ecossistemas aquáticos e terrestres do Brasil. Neste quesito, o país é um dos mais ricos do mundo, tendo seis biomas terrestres (Amazônia, Mata Atlântica, Pantanal, Pampas, Cerrado e Caatinga), que englobam alguns dos maiores rios do mundo, como o Amazonas, Paraná e São Francisco; e uma costa com cerca de 8.000 km, contendo pelo menos sete grandes zonas estuarinas e toda a plataforma continental.

Devido à falta de informações espaciais compatíveis com as escalas dos biomas brasileiros, as análises feitas foram concentradas em regiões de cada bioma onde informações se encontram disponíveis. Ao mesmo tempo em que esse tipo de limitação nos impede de fazer uma generalização para um determinado bioma, serve como um alerta sobre a limitação destas informações em escalas compatíveis com as grandes áreas de nossos biomas. Há uma carência de informações crítica para determinados biomas, como os Pampas, o Pantanal e a Caatinga. Um volume maior de informações se encontra na Amazônia e, secundariamente, no Cerrado. Somente recentemente estudos têm sido desenvolvidos na Mata Atlântica, mas ainda concentrados em algumas poucas áreas.

Na Amazônia, o Brasil implantou uma vasta rede de medidas de fluxos de carbono, como parte do Experimento de Grande Escala da Biosfera e Atmosfera da Amazônia (LBA). Cerca de 12 torres de fluxos de carbono estão em operação, utilizando-se a técnica de correlação de vórtices turbulentos para estimar os fluxos de carbono. Medidas realizadas em paralelo, incluindo fluxos de calor e de vapor de água, fenologia,

propriedades do solo, radiação, estão entre outras propriedades importantes registradas. A rede RAINFOR foi também estruturada para medidas de acumulação de carbono na vegetação desde o início da década de 90. Os resultados destas medidas indicam que a Floresta Amazônica está acumulando carbono a uma taxa média de 0,5 tons C ha⁻¹ ano⁻¹. Este acúmulo de carbono tem forte variabilidade geográfica, dependendo da quantidade de nutrientes do solo, precipitação e disponibilidade de radiação solar. Não é claro ainda quais são os mecanismos responsáveis por esta acumulação de carbono pela vegetação amazônica. Esta absorção de carbono foi revertida em significativa emissão durante a seca de 2005, indicando que variáveis climáticas têm forte influência nos processos responsáveis pela absorção de carbono pela floresta. Foi observado também um importante impacto dos aerossóis na assimilação de carbono pela floresta, através do aumento da radiação difusa causada pelas emissões de queimadas. Aumentos de 20 a 40% na absorção de carbono pela presença de quantidades moderadas de aerossóis foram observados em Rondônia, Santarém, Manaus e outros locais, com redução na assimilação para quantidades de aerossóis acima de 1,5 em termos de espessura ótica de aerossóis em 500 nm.

Os maiores estoques de carbono e nitrogênio do solo foram encontrados na Mata Atlântica, seguida pela Amazônia e pelo Cerrado. Quanto aos estoques de carbono e nitrogênio acima do solo, destacam-se a Mata Atlântica e, especialmente, a Amazônia, como tendo os maiores estoques. Interessante-mente, somente na Amazônia e no Pantanal os estoques de carbono e nitrogênio são mais elevados na biomassa acima

do solo em relação aos estoques do solo; nos outros biomas, os maiores estoques se concentram efetivamente nos solos. O retorno de carbono ao solo via queda das folhas teve uma variação muito menos acentuada entre os biomas. Os sistemas florestais tendem a ter uma transferência ligeiramente maior em relação aos sistemas herbáceos-arbustivos, mas não tão mais elevada se levarmos em consideração a maior biomassa acima do solo observada nos sistemas florestais. Por outro lado, a transferência de nitrogênio é significativamente maior nos sistemas florestados da Amazônia e Mata Atlântica, em relação aos sistemas herbáceos-arbustivos como o Cerrado e a Caatinga. A despeito das grandes diferenças nos estoques de carbono do solo, as variações nos fluxos de CO₂ para a atmosfera não foram elevadas entre os biomas, principalmente se excluirmos a Amazônia, onde os fluxos de CO₂ foram claramente maiores (Tabela 5.3). O fluxo de N₂O do solo para a atmosfera é também considerado

uma perda de nitrogênio do sistema. Neste caso, as diferenças são mais acentuadas entre os biomas, tendo a Amazônia os maiores fluxos, seguindo-se a Mata Atlântica; enquanto fluxos muito baixos foram detectados para o Cerrado (Tabela 5.4). No caso da Fixação Biológica de Nitrogênio (FBN), não há como comparar os biomas brasileiros uma vez que apenas para o Bioma Caatinga a entrada de N via FBN foi estimada (Tabela 5.4). No entanto, ao comparar a proporção de N total derivado da FBN pelas leguminosas do Cerrado, Amazônia e Caatinga, em média 60, 40% e 34% do N é derivado da FBN, respectivamente (Andrews et al. 2011). Quanto à deposição atmosférica de nitrogênio, os valores foram semelhantes entre os biomas, e na maioria dos casos abaixo dos valores que entram via FBN, e ligeiramente mais elevados em relação aos fluxos de N₂O para a atmosfera.

A projeção mais crítica para a região amazônica seria a chamada “savanização” da parte leste da floresta. Uma mudança

TABELA 5.3. ESTOQUES E FLUXOS DE CARBONO NOS PRINCIPAIS BIOMAS BRASILEIROS.

BIOMA	ESTOQUES (Mg C HA ⁻¹)			SERAPILHEIRA (Mg C HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)	CO2 – RESPIRAÇÃO DO SOLO (Mg C. HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)	TROCA LÍQUIDA DO ECOSISTEMA (Mg C. HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)
	SOLOS	BIOMASSA ACIMA DO SOLO	BIOMASSA ABAIXO DO SOLO			
Amazônia	85–100 ^e	95-250	100 ^e	2-7	12-17	-0,11 a -0,5
Mata Atlântica	190 – 280 ^e	90-130	20-29 ^a	2,6-4	3,6	
Pantanal	11,2 –15,8 ^b	7,4-100,0	36,1 ^d	2,5-5,2	6,5	-1,0 a -1,3
Cerrado	72- 120 ^e	10-35	15 ^f	1-4	6-8	-0,1 a -0,3
Caatinga	25 ^b	15-25	3-6 ^e	1,0-3,0	2-10	
Pampa	68 ^c					

a. até 10 cm de profundidade; b. até 20 cm de profundidade; c. até 30 cm de profundidade; d. até 40 cm de profundidade; e. até 1 metro de profundidade; f. até 2 m de profundidade.

TABELA 5.4. ESTOQUES E FLUXOS DE NITROGÊNIO NOS PRINCIPAIS BIOMAS BRASILEIROS.

BIOMA	ESTOQUES (Mg N HA ⁻¹)			SERAPILHEIRA (Kg N HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)	FBN (Kg N. HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)	N2O (Kg N. HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)	DEPOSIÇÃO ATMOSFÉRICA (Kg N. HA ⁻¹ .ANO ⁻¹)
	SOLOS	BIOMASSA ACIMA DO SOLO	BIOMASSA ABAIXO DO SOLO				
Amazônia	1 ^a	1,4-2,7	9 ^c	60-180	ND	2-7	4
Mata Atlântica	14-20 ^c	0,8-1,6	0,25-0,4 ^a	90-170	ND	1-4	1-6
Pantanal	0,5-1,9 ^a			64-208	2,6	22,2	7,3
Cerrado	4,6 ^e	ND	0,1 ^d	13	ND	ALD	4
Caatinga	2,5 ^b	0,3-0,6	0,05-0,1 ^c	20-60	3-11	ND	5
Pampa							

ALD: abaixo do limite de detecção do sistema de medição; ND: não determinado; a. até 10 cm de profundidade; b. até 20 cm de profundidade; c. até 1 m de profundidade; d. até 8 m de profundidade.

tão profunda na vegetação acarretaria perdas significativas nos estoques de carbono, tanto do solo, como da vegetação. Além das perdas de carbono, haveria outras mudanças fisiológicas e fenológicas que poderiam resultar num colapso da Floresta Amazônica, levando a um cenário de “savanização”. Tais mudanças se refletiriam não somente no ciclo do carbono, mas também no ciclo do nitrogênio. Este cenário, entretanto, ainda apresenta muitas incertezas devido à necessidade de maior integração entre os modelos climáticos e modelos de ciclo de carbono nos ecossistemas terrestres. As incertezas quanto às previsões em termos de precipitação na Amazônia também jogam um papel importante nos cenários que possam prever uma “savanização” da parte leste da Amazônia.

A Mata Atlântica estoca quantidades apreciáveis de carbono e nitrogênio em seus solos, principalmente em maiores altitudes. Os aumentos previstos para a temperatura do ar na região Sudeste do Brasil levariam a um aumento nos processos de respiração e decomposição, gerando um aumento nas perdas de carbono e nitrogênio para a atmosfera. A pergunta que permanece por falta de informações é se essas perdas seriam compensadas por um aumento na produtividade primária líquida do sistema. Nos campos sulinos dos Pampas, similarmente à Mata Atlântica, os solos detêm um apreciável estoque de carbono. Portanto, aumentos na temperatura previstos para o futuro tenderiam a aumentar as emissões de CO₂ para a atmosfera neste bioma.

O balanço entre a vegetação lenhosa e a vegetação herbácea é um importante aspecto da fisionomia do Cerrado. A vegetação lenhosa tem estoques de nutrientes mais recalctrantes na forma de raízes profundas e caules, enquanto a vegetação herbácea é mais prontamente decomposta pelo fogo. Áreas onde a duração da seca fosse maior favoreceriam, em tese, um aumento na incidência de fogo, que, por sua vez, favoreceria o aparecimento de uma vegetação herbácea, implicando em mudanças importantes no funcionamento do Cerrado. A produtividade primária do Cerrado pode potencialmente ser reduzida frente às mudanças climáticas projetadas para este bioma. O aumento da tempera-

tura provavelmente resultará em uma redução do processo fotossintético nas plantas do Cerrado, implicando em um possível decréscimo de sua biomassa. Adicionalmente, na estação seca o Cerrado passa a ser uma fonte de carbono para a atmosfera. Portanto, um aumento na duração deste período implicaria também em uma redução na produtividade primária do Cerrado. O mesmo aumento na duração do período seco pode potencialmente resultar em um aumento na vulnerabilidade ao fogo no Cerrado. O aumento da ocorrência de eventos de fogo resultaria em uma diminuição nos estoques de biomassa e nutrientes através de escoamento profundo, erosão, transporte de partículas e volatilização.

De forma geral, já existem estudos sobre os possíveis efeitos de alterações climáticas nos recursos hídricos do Brasil. As bacias hidrográficas mais importantes do país, segundo seus atributos hidrológicos e ecológicos, são as do Amazonas, Tocantins-Araguaia, Paraná, Paraguai e São Francisco. Essas bacias cortam regiões que poderiam sofrer diferentes impactos relacionados a alterações de temperatura e de precipitação (volume e frequência de chuvas), com efeitos distintos na disponibilidade de água ao uso humano, assim como a manutenção de processos ecológicos. Regionalmente, o aumento de eventos extremos associados à frequência e volume de precipitação também é previsto. Os cenários apontam para diminuição da pluviosidade nos meses de inverno em todo país, assim como no verão no leste da Amazônia e Nordeste. Da mesma forma, a frequência de chuvas na região Nordeste e no leste da Amazônia (Pará, parte do Amazonas, Tocantins, Maranhão) poderia diminuir, com aumento da frequência de dias secos consecutivos. Este cenário deverá impor um stress sério aos já escassos recursos hídricos da região Nordeste. Em contraste, o país poderia apresentar o aumento da frequência e da intensidade das chuvas intensas na região subtropical (região Sul e parte do Sudeste) e no extremo oeste de Amazônia. A limitação de informações climáticas em algumas regiões do Brasil impossibilita a identificação de tendências observadas de clima e de ocorrência de extremos, dificultando assim a prospecção de cenários futuros.

MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES E INCERTEZAS

Cenários futuros do clima são projeções geradas por modelos climáticos que levam em consideração mudanças no uso da terra ou nas concentrações de gases de efeito estufa. Estes últimos são representados pelos diferentes cenários socioeconômicos de emissões globais de gases do efeito estufa (GEE) propostos pelo IPCC. Os principais resultados científicos consensuais das projeções regionalizadas de clima envolvendo os diferentes biomas do Brasil, considerando os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final (2071-2100) do século XXI, são apresentados a seguir.

Em geral, as projeções climáticas possuem desempenho (*skill*) relativamente melhor nos setores norte/nordeste (Amazônia e Caatinga) e sul (Pampa) do Brasil, e desempenho relativamente menor no centro-oeste e sudeste (Cerrado, Pantanal e Mata Atlântica). Conforme ilustra a Figura 3, *as projeções por consenso 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, sendo que, no final do século (2071-2100), as mudanças são mais críticas, com clima significativamente menos chuvoso (redução de -40% a -45% nas chuvas) e muito mais quente (aumento de 5° a 6°C de temperatura). Tais modificações de clima associadas às

mudanças globais podem comprometer o bioma Floresta Amazônica no longo prazo (final do século). Não obstante, para estas projeções foram consideradas apenas as variações de concentração de GEE, não se levando em conta a forte desmatamento. A questão do desmatamento, decorrente das intensas atividades de uso da terra, representa uma ameaça mais imediata para a Amazônia. Neste sentido, destaca-se que o Brasil possui um eficiente sistema de monitoramento do desmatamento da Amazônia, operado pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), que utiliza avançados sistemas de sensoriamento remoto para quantificar em tempo real e na escala de integração de um ano a área desmatada da Amazônia. O sucesso brasileiro na redução da área desmatada representa um importante avanço para o país. Em 2004, uma área de cerca de 27.000 km² foi desmatada na Amazônia. Em 2011, a área desmatada foi reduzida para cerca de 6.200 km². Há divergências sobre quais das políticas públicas foram mais efetivas na forte redução do desmatamento na Amazônia e, consequentemente, na redução das emissões de gases de efeito estufa por desmatamento no Brasil. Entretanto, o sucesso brasileiro nesta área é inegável, e uma questão importante é sobre como esta área desmatada continuará a decrescer até o Brasil atingir suas metas de redução de emissões de gases de efeito estufa assumidas oficialmente e divulgadas para a comunidade internacional. Estudos de modelagem numérica sugerem que, caso o desmatamento alcance 40% na região, se esperam mudanças drásticas no ciclo hidrológico, com redução de -40% na pluviometria durante

os meses de julho a novembro, prolongando a duração da estação seca, bem como provocando aquecimento superficial em até 4°C. Assim, as mudanças regionais pelo efeito do desmatamento somam-se àquelas provenientes das mudanças globais, constituindo, portanto, condições propícias à prevalência de vegetação do tipo cerrado, sendo que esse problema de “savanização” da Amazônia tenderia a ser mais crítico na porção oriental.

CAATINGA Aumento de 0,5° a 1°C na temperatura do ar e decréscimo entre -10% e -20% na chuva durante as próximas três décadas (até 2040), com aumento gradual de temperatura para 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.

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

PANTANAL Aumento de 1°C na temperatura e diminuição entre -5% e -15% nos padrões de chuva até 2040, mantendo a tendência de redução das chuvas para valores entre -10% e -25% e aumento de 2,5° a 3°C de temperatura em meados do século (2041-2070). No final do século (2071-2100), predominam condições de aquecimento intenso (aumento de temperatura entre 3,5° e 4,5°C), com diminuição acentuada nos 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 de 0,5° a 1°C e decréscimo nas chuvas 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), esperam-se condições de aquecimento intenso (aumento de 3° a 4°C) e diminuição entre -30% e -35% nos padrões de chuva regional. **Porção Sul/Sudeste (S/SE):** Até 2040, as projeções indicam aumento relativamente baixo de temperatura entre 0,5° e 1°C, com intensificação nos padrões de chuva em torno de 5% a 10%. Em meados do século (2041-2070), continuam as tendências de aumento gradual de 1,5° a 2°C na temperatura e de 15% a 20% nas chuvas, sendo que essas tendências acentuam-se 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 chuvas de 35% a 40% acima do normal.

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, cujas tendências de aquecimento na temperatura do ar e de diminuição nos padrões regionais de chuva seriam maiores do que a variação média global. Em termos de atribuição de causa física, sugere-se que essa mudança climática de redução

Fig. 3

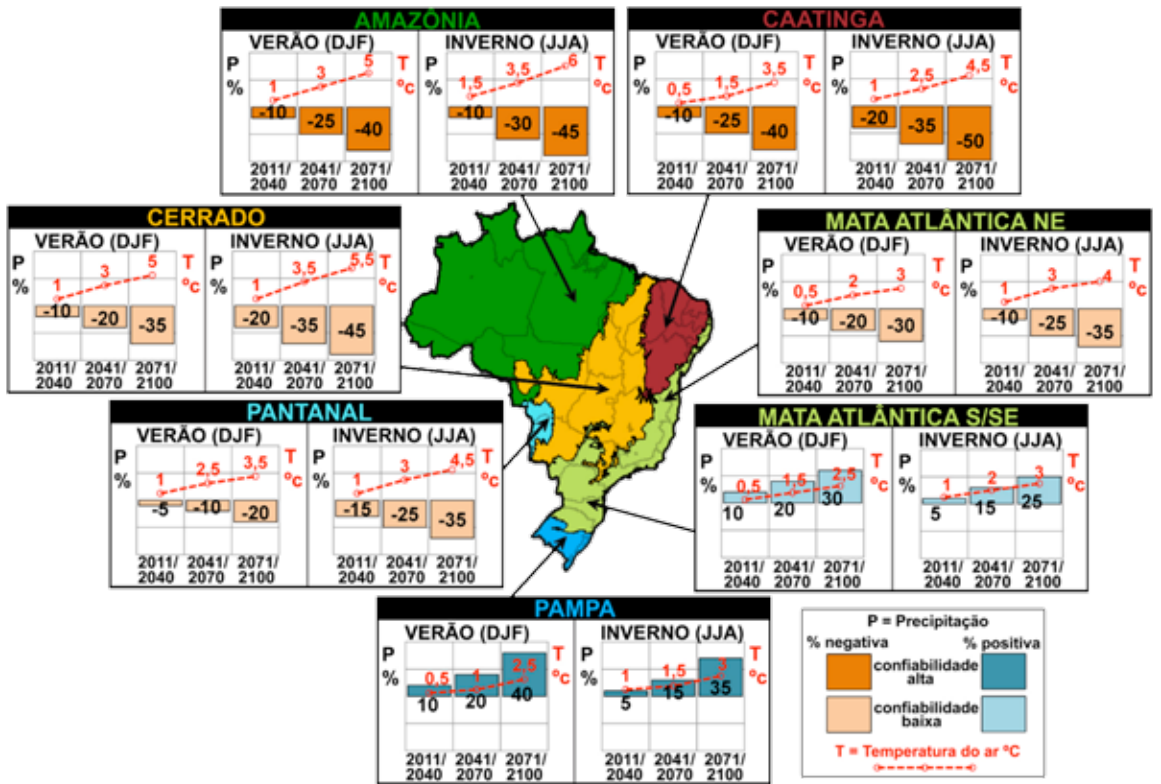


Fig. 3: Projeções regionalizadas de clima nos biomas brasileiros da Amazônia, Cerrado, Caatinga, Pantanal, Mata Atlântica (setores nordeste e sul/sudeste) e Pampa para os períodos de início (2011-2040), meados (2041-2070) e final (2071-2100) do século XXI, baseados nos resultados científicos de modelagem 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. Fonte de informações: CCST INPE.

na pluviometria se associa a mudanças nos padrões da circulação geral atmosférica, em que os oceanos tropicais anormalmente mais aquecidos sobre o Pacífico e o Atlântico (esperados num cenário futuro de aquecimento global) possam afetar o gradiente de pressão entre continente e oceano, modificando assim o regime de ventos globais (células de Hadley e Walker) e regionais (jatos de baixos níveis ao leste dos Andes). Estas alterações no gradiente de pressão induziriam uma diminuição no transporte de umidade para o continente, com a prevalência de uma circulação atmosférica descendente sobre o Brasil tropical, inibindo a formação de nuvens convectivas e explicando assim as condições de chuva abaixo do normal.

A última década tem sido marcada por melhorias substanciais no desenvolvimento da modelagem do sistema terrestre, com a proposição de formulações mais completas dos processos físicos, químicos e biológicos, incluindo suas complexas interações. Estes avanços teóricos vêm sendo sistematicamente incorporados aos modelos do sistema climático global, o que tem sido facilitado pelo significativo avanço tecnológico em simulação computacional.

Ainda assim, verifica-se que 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 do solo 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; e **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 alguns 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 no oceano e atmosfera, o papel do fogo e queima de biomassa. Por outro lado, ainda que sejam usados os mesmos cenários de emissões, diferentes modelos produzem projeções relativamente diferentes das mudanças climáticas, 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 conseguiram capturar muito bem o comportamento do clima presente (século XX) e, assim, a despeito das incertezas, as projeções das mudanças climáticas futuras ao longo do século XXI são plausíveis. Portanto, tais projeções constituem informações inovadoras e 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-se em conta as projeções diferenciadas que implicam em potenciais impactos nos sistemas naturais e humanos (socioeconômicos e ambientais), já é possível a análise de impactos esperados das mudanças climáticas nos vários setores do

Brasil, e o planejamento e tomada de decisão para definir estratégias de adaptação e políticas de mitigação.

A melhor ferramenta científica disponível para a geração das projeções de mudanças ambientais detalhadas é o *downscaling* (regionalização) dinâmico, cuja técnica consiste em usar um modelo climático regional “aninhado” a um modelo climático global. Esta metodologia possibilita um maior detalhamento dos cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais, que geralmente apresentam baixa resolução espacial e menor custo computacional. Várias atividades de *downscaling* dinâmico têm sido desenvolvidas no Brasil e na América do Sul nos últimos 5 anos. As primeiras experiências utilizando três modelos regionais (HadRM3P, Eta-CCS e RegCM3), cujas simulações foram realizadas com as mesmas condições de contorno do modelo global HadAM3P do Reino Unido, geraram cenários do clima atual e projeções de clima futuro sobre a América do Sul (AS), estas últimas, entretanto, direcionadas apenas ao final deste século (2071-2100) (Marengo et al., 2010). Experimentos mais recentes foram desenvolvidos utilizando uma versão melhorada do modelo regional Eta, desenvolvida no Brasil, com as condições de contorno provenientes do modelo global HadCM3 para o período 2010-2100 (Marengo et al., 2011b). Os resultados deste trabalho têm sido utilizados em estudos de impactos e vulnerabilidade setorial do Brasil às mudanças climáticas. Os autores destacam, entretanto, que as projeções destes modelos diferem em relação às regiões onde são verificados os maiores aquecimentos (acima de 8°C); por exemplo, valores máximos de temperatura podem ser localizados na Amazônia oriental ou na Amazônia ocidental, dependendo do modelo regional utilizado. Ainda segundo esses autores, as maiores incertezas estão associadas às projeções numéricas de mudanças de chuva. Nesse sentido, os desenvolvimentos atuais da modelagem climática e do monitoramento ambiental surgem como estratégias privilegiadas que poderão permitir um melhor conhecimento destas incertezas e, portanto, da capacidade potencial de reduzi-las.

REFERÊNCIAS

An, S.I. et al., 2008: Successive modulation of ENSO to the future greenhouse warming. *J. Clim.*, 21, 3-21.

Andrews, M., James, E.K., Sprent, J.I., Boddey, R.M., Gross, E.G., dos Reis Jr, F.B. 2011. Nitrogen fixation in legumes and actinorhizal plants in natural ecosystems: values obtained using ¹⁵N natural abundance. *Plant Ecology and Diversity* 4:2-3, 131-140.

Arblaster, J., e G. Meehl, 2006: Contributions of External Forcings to Southern Annular Mode Trends. *J. Clim.*, 19, 2896-2905.

Ashok, K., et al., 2007: El Niño Modoki and its possible teleconnection. *J. Geophys. Res.*, 112, C11007,doi:10.1029/2006JC003798.

Betts, A.K., M. Köhler, e Y. Zhang, 2009: Comparison of river basin hydrometeorology in ERA-Interim and ERA-40 reanalyses with observations. *J. Geophys. Res.*, 114(D2), doi:10.1029/2008JD010761.

Biastoch, A., C.W. Boning, e J.R.E. Lutjeharms, 2008: Agulhas Leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. *Nature*, 456, 489-492, doi: 10.1038/nature07426.

Biastoch, A., C.W. Boning, F.U. Schwarzkopf, e J.R.E. Lutjeharms, 2009: Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. *Nature*, 462, 495-499, doi: 10.1038/nature08519.

Cheng, H., et al., 2009: Timing and structure of the 8.2 ky event inferred from 180 records of stalagmites from China, Oman and Brasil. *Geology*, 37, 1007-1010.

Chiessi, C.M., et al., 2009: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, 36, L21707, doi:10.1029/2009GL039914.

Collins, M. et al., 2010: The impact of global warming on the tropical Pacific Ocean and El Niño. *Nature Geoscience*, 3, 391-397, doi: 10.1038/ngeo868.

Cox, P. M., et al., 2008: Increasing risk of Amazonian drought due to decreasing aerosol pollution, *Nature*, 453, 212-215, doi:10.1038/nature06960.

Durack, P.J., e S.E. Wijffels, 2010: Fifty-year trends in global oceano salinities and their relationship to broad-scale warming. *J. Clim.*, 23, 4342–4362.

Forster, P., et al., 2007: Changes in Atmospheric Constituents and in Radiative Forcing. 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 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Grimm, A.M., e T. Ambrizzi, 2009: Teleconnections into South America from the tropics and extratropics on interannual and intraseasonal timescales. In: *Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions: From the Last Glacial Maximum to the Holocene* [Vimeux, F., F. Sylvestre, e M. Khodri (eds.)], Developments in Paleoenvironmental Research, 14, Springer, Netherlands, doi: 10.1007/978-90-481-2672-9, Chapter 7, pp 159-193.

Haarsma, R.J., et al., 2009: Impacts of interruption of the Agulhas leakage on the tropical Atlantic in coupled ocean-atmosphere simulations. *Clim. Dyn.*, 36(5-6), 989-1003, DOI: 10.1007/s00382-009-0692-7.

IPCC AR4, 2007: 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 University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Kao, H.Y., e J.Y. Yu, 2009: Contrasting Eastern-Pacific and Central-Pacific Types of ENSO. *J. Clim.*, 22, 615-632.

Kaufman, Y.J., et al., 2005: The effect of smoke, dust, and pollution aerosol on shallow cloud development over the Atlantic Ocean. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*, 102(32), 11207–11212.

Kim, B.M., e S.I. An, 2011: Understanding ENSO Regime Behavior upon an Increase in the Warm-Pool 60 Temperature Using a Simple ENSO Model. *J. Clim.*, 24, 1438-1450.

Kug, J.S., F.F. Jin, e S.I. An, 2009: Two Types of El Niño Events: Cold Tongue El Niño and Warm Pool El Niño. *J. Clim.*, 22, 1499-1515.

Laprida, C., et al., 2011: Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas Confluence Zone: Paleocceanographic implications based on planktonic foraminifera. *Micropaleontology*, 57, 183-196.

Lewis, S.L., et al., 2011: The 2010 Amazon drought. *Science*, 331, doi:10.1126/science.1200807.

Liu, Y., 2005: Atmospheric response and feedback to radiative forcing from biomass burning in tropical South America. *Agric. For. Meteorol.*, 133(1-4), 40-53, doi:10.1016/j.agrformet.2005.03.011.

Lohmann, U., e J. Feichter, 2005: Global indirect aerosol effects: A review. *Atmos. Chem. Phys.*, 5, 715–737.

Lyman, J.M., et al., 2010: Robust warming of the global upper ocean. *Nature*, 465, 334–337, doi:10.1038/nature09043.

Marengo, J.A., et al., 2008: The drought of Amazonia in 2005. *J. Clim.*, 21, 495–516, doi:10.1175/2007JCLI1600.1.

Marengo, J.A., 2010: Extreme rainfall and the flood of the century in Amazonia 2009. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 91, S149-S149.

Marengo, J.A., et al., 2010: An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. *Clim. Change*, 98, 509-529, doi: 10.1007/s10584-009-9743-7.

Marengo, J.A., et al., 2011a: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. *Geophys. Res. Lett.*, 38, doi:10.1029/2011GL047436.

Marengo, J.A., et al., 2011b: Development of regional future climate change scenarios in South America using the Eta CPTec/HadCM3 climate change projections: Climatology and regional analyses for the Amazon, São Francisco and the Parana River Basins. *Clim. Dyn.*, doi:10.1007/s00382-011-1155-5.

McCarthy, G., E. McDonagh, e B. King, 2011: Decadal variability of thermocline and intermediate waters at 24s in the south atlantic. *J. Phys. Oceanogr.*, 41, 157–165.

Miller, M., V. Ghattas, e R. Zahn, 2011: Cloud Radiative Divergence Forcing. *J. Climate*, submitted.

Patadia, F., P. Gupta, S.A. Christopher, e J.S. Reid, 2008: A Multisensor satellite-based assessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia. *J. Geophys. Res.*, 113(D12), doi:10.1029/2007JD009486.

Procópio, A. S., et al., 2004: Multiyear analysis of Amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. *Geophys. Res. Lett.*, 31(3), L03108 – L03112, doi:10.1029/2003GL018646.

Quaas, J., O. Boucher, N. Bellouin, e S. Kinne, 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. *J. Geophys. Res.*, 113(D5), doi:10.1029/2007JD008962.

Rayner, N.A., et al., 2006: Improved analyses of changes and uncertainties in sea surface temperature measured in situ since the mid-nineteenth century: the HadSST2 dataset. *J. Clim.*, 19, 446–469.

Rodrigues, R.R., R.J. Haarsma, E.J.D. Campos, e T. Ambrizzi, 2011: The impacts of inter-El Niño variability on the Tropical Atlantic and Northeast Brazil climate. *J. Clim.*, 24, 3402-3422, doi:10.1175/2011JCLI3983.1.

Sena, E.T., P. Artaxo, e A.L. Correia, 2011: Spatial variability of the direct radiative forcing of biomass burning aerosols in the Amazon Basin and the influence of land use change. In: 3rd *iLEAPS Science Conference*, 18-23 de setembro de 2011, Garmisch-Partenkirchen, Alemanha.

Souto, D., et al., 2011: Marine sediments from southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.*, 299, 49-55.

Strikis, N.M., et al., 2011: Abrupt variations in South American monsoon rainfall during the Holocene based on speleothem record from central-eastern Brazil. *Geology*, 39, 1075-1078, doi:10.1130/G32098.

Trenberth, K., 2010: The Ocean is warming, isn't it? *Nature*, 465, 304, doi:10.1038/465304a.

Yeh, S.W., et al., 2009: El Niño in a changing climate. *Nature*, 461, 511-514.

Zhang, Q., Y. Guan, e H. Yang, 2008a: ENSO amplitude change in observation and coupled models. *Adv. Atmos. Sci.*, 25(3), 361-366, doi: 10.1007/s00376-008-0361-5.

Zhang, Y., et al., 2008b: A regional climate model study of how biomass burning aerosol impacts land-atmosphere interactions over the Amazon. *J. Geophys. Res.*, 113(D14), 1-13, doi:10.1029/2007JD009449.