BASE CIENTÍFICA DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Volume 1 - Primeiro relatório de avaliação nacional



Base científica das mudanças climáticas

Volume 1 - Primeiro relatório de avaliação nacional



Carlos Afonso Nobre Presidente do Conselho Diretor

Suzana Kahn Ribeiro Presidente do Comitê Científico

Andrea Souza Santos Secretária-Executiva

Giovana Maria Tadaieski Arruda Assessora Técnica do Grupo de Trabalho 1

Erico Leiva Fabiana Soares Unidade de Apoio Técnico do Grupo de Trabalho 1

Papier Brasil Revisão ortográfica

Duoeme Brasil Projeto gráfico

Ficha Técnica

PBMC, 2014: Base científica das mudanças climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas [Ambrizzi, T., Araujo, M. (eds.)]. COPPE. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, Brasil, 464 pp.

ISBN: 978-85-285-0207-7

ÍNDICE GERAL

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO E PRINCIPAIS QUESTÕES DISCUTIDAS
CAPÍTULO 2: OBSERVAÇÕES AMBIENTAIS ATMOSFÉRICAS E DE PROPRIEDADES DA SUPERFÍCIE
CAPÍTULO 3: OBSERVAÇÕES COSTEIRAS E OCEÂNICAS
CAPÍTULO 4: INFORMAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS BRASILEIRAS
CAPÍTULO 5: CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS
CAPÍTULO 6: AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS
CAPÍTULO 7: FORÇANTE RADIATIVA NATURAL E ANTRÓPICA
CAPÍTULO 8: AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS
CAPÍTULO 9: MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES E ATRIBUIÇÃO

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO E PRINCIPAIS QUESTÕES DISCUTIDAS

Autores principais: Tércio Ambrizzi – USP e Moacyr Araújo - UFPE Autores revisores: Luiz Gylvan Meira Filho – USP; Pedro Leite da Silva Dias - LNCC e Ilana Wainer - USP

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	9
1.1 ESTRUTURA DO CAPÍTULO	9
1.2 PRINCIPAIS QUESTÕES DISCUTIDAS	10
1.2.1 CAPÍTULO 2: OBSERVAÇÕES AMBIENTAIS ATMOSFÉRICAS E DE PROPRIEDADES DA SUPERFÍCIE	10
1.2.2 CAPÍTULO 3: OBSERVAÇÕES COSTEIRAS E OCEÂNICAS	11
1.2.3 CAPÍTULO 4: INFORMAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS BRASILEIRAS	13
1.2.4 CAPÍTULO 5: CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS	14
1.2.5 CAPÍTULO 6: AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS	15
1.2.6 CAPÍTULO 7: FORÇANTE RADIATIVA NATURAL E ANTRÓPICA	17
1.2.7 CAPÍTULO 8: AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS	19
1.2.8 CAPÍTULO 9: MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES E ATRIBUIÇÃO	20
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	23

SUMÁRIO EXECUTIVO

Os sequentes Relatórios de Avaliação elaborados pelo Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas (IPCC) têm destacado, progressivamente, o papel das forçantes antrópicas sobre o processo de aquecimento global. Estas avaliações baseiam-se na análise acumulada de grandes quantidades de dados observacionais, sobre os quais são utilizadas técnicas mais ou menos sofisticadas visando à compreensão dos mecanismos atuantes e das margens de incerteza em suas determinações.

Diante da complexidade do clima planetário e da importância dos mecanismos remotos e de suas teleconexões, é de se esperar que a qualidade das análises realizadas e a redução de incertezas nas projeções das mudanças climáticas globais e regionais sejam diretamente relacionadas à quantidade de estudos científicos e de levantamentos existentes nas diferentes regiões do planeta. Nesse sentido, uma análise simples da literatura referenciada pelo Grupo de Trabalho 1 – Bases das Ciências Físicas do Quarto Relatório de Avaliação (AR4) do *IPCC* evidencia o desequilíbrio interhemisférico e regional nos quantitativos de produção científica e de levantamentos observacionais utilizados na avaliação, traduzindo a necessidade de esforços adicionais para minimizar estas diferenças.

Ciente do potencial de contribuição do Brasil para a compreensão das mudanças climáticas globais, e da necessidade de uma abordagem nacionalizada sobre o tema, foi instituído em Setembro de 2009 o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC). O PBMC é um organismo científico nacional criado pelos Ministérios da Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI) e do Meio Ambiente (MMA). Com estrutura espelhada no Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas, 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 poderá subsidiar o processo de formulação de políticas públicas e tomada de decisão para o enfrentamento dos desafios representados por estas mudanças.

O Primeiro Relatório de Avaliação Nacional (RAN1) do PBMC publicado em 2014 é composto de três volumes, correspondentes às atividades de cada Grupo de Trabalho (www.pbmc.coppe.ufrj.br). O presente documento traz uma síntese das principais contribuições para o 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.

1.1 ESTRUTURA DO CAPÍTULO

O documento está estruturado de acordo com o escopo do GT1, que foi previamente definido, coletivamente, com os Autores Principais dos Capítulos. Os levantamentos aqui apresentados 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.

As sínteses de cada Capítulo são apresentadas a seguir, e foram organizadas de modo a responder a questões-chaves específicas de cada domínio da pesquisa. O conjunto das respostas a estas questões 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.

1.2 PRINCIPAIS QUESTÕES DISCUTIDAS

1.2.1 CAPÍTULO 2: OBSERVAÇÕES AMBIENTAIS ATMOSFÉRICAS E DE PROPRIEDADES DA SU-PERFÍCIE

Questão 1: Quais são os resultados observacionais relacionados às variações de parâmetros ambientais que podem representar efeitos da variabilidade climática natural de longo período e, em alguns casos, indicações de efeitos da ação humana ?

Esta questão é abordada no Capítulo 2 do GT1. Conforme apresentado a seguir, os resultados descritos revelam o grande impacto da variabilidade interanual, que pode produzir alterações por um fator maior que quatro nas chuvas sazonais em certas regiões, como a Amazônia.

A maior fonte de variabilidade interanual de precipitação são os eventos El Niño e La Ninã. As variações decadais/interdecenais apresentam menor diferença entre fases opostas (alterações por até fator de dois), mas são relevantes em termos de adaptação porque são persistentes, podendo causar secas prolongadas ou décadas com mais eventos extremos de chuva. Os modos de variabilidade interdecenal produziram forte variação climática na década de 1970, devido à superposição de efeitos da mudança de fase de diferentes modos 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 interdecadais, no entanto, é possível que outra porcentagem já seja uma conseguência do atual aquecimento global observado. Por exemplo, algumas das tendências detectadas são consistentes com a variação produzida na segunda metade do século passado pelo primeiro modo interdecenal de chuvas anuais, que é significativamente correlacionado com um modo de tendência de temperatura da superfície do mar (TSM), mas também com a Oscilação Multidecadal do Atlântico (OMA) e com a Oscilação Interdecadal do Pacífico. 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, principalmente no quarto modo, sendo que esta tendência é suportada por séries um pouco mais longas.

Para verificar se as tendências associadas com o 1° modo interdecadal de precipitação se devem apenas a 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) consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação apontadas nessas regiões pelas projeções de mudanças climáticas feitas por numerosos modelos. Portanto, é necessário esperar algum tempo para ter certeza sobre tendências na precipitação do Brasil e também verificar sua consistência com projeções climáticas. Da mesma forma, ainda é difícil de analisar o quanto as mudanças antrópicas tem influenciado os eventos extremos de precipitação, cujas variações também podem estar mais relacionadas a oscilações climáticas naturais.

Estudos de tendência da temperatura utilizando dados de estação sobre a América do Sul limitamse, na sua maioria, ao período entre 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 também precise ser levada em conta, a influência antrópica 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 limitam o estabelecimento de conclusões acuradas para estas regiões usando dados de estação. Estudos recentes mostraram que fatores como mudança de uso da terra e queima de biomassa podem influenciar a temperatura nestas regiões, sobretudo na Amazônia e no Cerrado; porém a magnitude e extensão espacial do sinal de longo prazo dessas influências sobre a temperatura em superfície ainda precisam ser investigados. Conforme será discutido nas próximas seções, o efeito da mudança de uso da terra e da liberação de calor antrópico nos grandes centros urbanos, conhecido como ilha de calor urbana, podem ser importantes agentes contribuindo para o aumento da temperatura média global.

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 de superfície nos trópicos tem apresentado tendência positiva desde então, enquanto nos subtrópicos há tendência negativa 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 do sistema de monções. Estas mudanças podem causar alterações no regime de precipitação e nebulosidade e criar efeitos de retroalimentação ainda desconhecidos na temperatura e no clima local. Mudanças nos campos médios globais e na TSM, antes e após o período conhecido como "climate shift", no final dos anos 70, podem ter exercido importante papel no regime de temperaturas e respectivas tendências e precisam ser considerados para se avaliar corretamente o efeito do aquecimento global sobre a América do Sul. Neste contexto, também é importante avaliar o impacto de oscilações climáticas naturais interdecenais sobre a temperatura na América do Sul.

1.2.2 CAPÍTULO 3: OBSERVAÇÕES COSTEIRAS E OCEÂNICAS

Questão 2: Qual o papel dos oceanos, e em particular do Atlântico tropical e subtropical sul, como indutor e como indicador das variabilidades climáticas de origem natural e antrópica observadas no Brasil e na América do Sul ?

O Capítulo 3 trata do sistema oceânico, que participa de forma decisiva no equilíbrio climático. Devido à sua grande extensão espacial, e à alta capacidade térmica da água, é indiscutível que o aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores robustos 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 tem sido realidade já há algumas décadas e programas observacionais *in situ*, como o sistema de bóias perfiladoras Argo, tem 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 entre 1960 e 2006. Apesar das controvérsias decorrentes de alguns pequenos enganos no IPCC-AR4, a grande maioria dos estudos científicos realizados nos últimos 5 anos têm confirmado, de forma indiscutível, o aquecimento das águas oceânicas. Em particular, a TSM do Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do Século XX, possivelmente devido a mudanças na camada de ozônio sobre o Polo Sul e também ao aumento dos gases efeito-estufa. De forma consistente com um clima mais quente, o ciclo hidrológico tem também se alterado, refletindo em mudanças na salinidade da superfície do mar. Esses estudos mostram que a região subtropical do Atlântico Sul está se tornando mais quente e mais salina. Abaixo da superfície, também há evidências claras do aumento da temperatura nas camadas superiores do oceano. Reanálise de dados históricos, obtidos por bati-termógrafos 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.

Os estudos analisados pelo IPCC-AR4 e outros 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 oceânica resultam em alterações na forma como o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas na superfície da Terra.

O nível do mar está aumentando. Grande parte das projeções 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, inicialmente esperadas para o fim do Século XXI, já devem ser atingidas, em algumas localidades, até meados do século ou até antes disso. Deverá haver também maior variabilidade espacial da mudança no 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 atmosférica, mudanças no volume e distribuição das precipitações e concentrações de CO₂ 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 ambientes dinâmicos de desembocaduras de rios. 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. As "águas modo" (águas de 18°C) do Oceano Sul e as Águas Profundas Circumpolares se aqueceram no período de 1960 a 2000. Essa tendência continua durante a presente década. Aquecimento similar ocorreu também nas águas modo da Corrente do Golfo e da Kuroshio. 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 (CRMA) venha se alterando significativamente em escalas de interanuais a decenais.

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas com alterações nos padrões da circulação atmosférica. Esses estudos mostram que, em consequência ao deslocamento do rotacional do vento em direção ao pólo, o transporte de águas do Oceano Índico para 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 associados a mudanças 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.

Há também fortes indícios que as características dos eventos de *El Niño* no Pacífico estão mudando nas últimas décadas. Como consequência, tem havido uma mudança nos modos de variabilidade da TSM no Atlântico Sul. Essas alterações nos padrões de TSM favorecem precipitações acima da média ou na média sobre o norte e nordeste brasileiro e mais chuvas no sul e sudeste do Brasil.

1.2.3 CAPÍTULO 4: INFORMAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS BRASILEIRAS

Questão 3: Quais as evidências observacionais do clima do passado que contribuem para o entendimento das variabilidades da climáticas observadas no presente e para a inferência de cenários prognósticos de mudanças no clima do Brasil e do continente sul americano ?

Esta questão é abordada no Capítulo 4, que traz o conjunto de estudos paleoclimáticos desenvolvidos com registros continentais e marinhos brasileiros e, subordinadamente, de outros países da América do Sul e dos oceanos adjacentes. 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 Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico. Períodos de enfraquecimento desta célula foram associados a um aumento na precipitação das regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

Marcantes alterações na circulação da porção oeste do Atlântico Sul foram reconstituídas para o Último Máximo Glacial (de 23 a 19 cal ka AP), a última deglaciação (de 19 a 11,7 cal ka AP) e o Holoceno (de 11,7 a 0 cal ka AP). Dentre elas pode-se citar: (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 revolvimento de intensidade similar à sua intensidade atual; (ii) um aquecimento das temperaturas de superfície do Atlântico Sul durante eventos de diminuição na intensidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico em períodos específicos da última deglaciação (e.g., Heinrich Stadial 1 (entre ca. 18,1 e 14,7 cal ka AP) e Younger Dryas (entre ca. 12,8 e 11,7 cal ka AP)); e (iii) o estabelecimento de um padrão similar ao atual de circulação superficial na margem continental sul do Brasil entre 5 e 4 cal ka AP.

O nível relativo do mar na costa do Brasil atingiu até 5 m acima do nível atual entre ca. 6 e 5 cal ka 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 e, 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 cal ka AP e tais ocupações já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si. A aparente estabilidade na ocupação humana do Brasil foi interrompida entre ca. 8 e 2 cal ka AP, com significativo abandono de sítios e de população em escala regional, que devem estar associados a marcantes mudanças climáticas.

A Pequena Idade do Gelo (de ca. 1500 a 1850 AD) 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 Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico. Entretanto, os mecanismos climáticos associados não estão consolidados e o número de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis em ambientes (sub)tropicais deste evento é particularmente reduzido.

Genericamente, se observa um número ainda bastante restrito de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos provenientes do Brasil e da porção oeste do Atlântico Sul. De fato, apenas nos últimos anos foram publicados os primeiros estudos para algumas regiões (e.g., região Centro-Oeste, Zona de Confluência Brasil-Malvinas) e temas (e.g., temperatura da superfície do mar para o Holoceno, variabilidade multidecenal e secular na precipitação). Neste sentido, é de suma importância que lacunas nesta área do conhecimento sejam preenchidas nos próximos 10 anos.

1.2.4 CAPÍTULO 5: CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Questão 4: Como os principais processos biogeoquímicos seriam afetados pelas mudanças climáticas nos biomas e sistemas hídricos brasileiros ?

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. O foco principal deste capítulo será investigar como os principais processos bio-geoquímicos seriam afetados pelas mudanças climáticas nos principais biomas e bacias brasileiras.

Devido à falta de informações espaciais compatíveis com as escalas dos biomas brasileiros, as análises feitas neste capítulo serão concentradas em regiões de cada bioma onde informações encontram-se 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.

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 levaria 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 aumentariam as emissões de CO₂ para a atmosfera.

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 recalcitrantes na forma de raízes profundas e caules, enquanto a vegetação herbácea é mais prontamente decomposta pelo fogo. Em áreas onde a duração da seca fosse maior seria favorecido 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 temperatura 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 do 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 há uma grande incerteza em relação aos efeitos de alterações climáticas nos recursos hídricos do Brasil. As bacias hidrográficas mais importantes do país, segundo seus atributos hidrológicos e ecológicos são a do Amazonas, Tocantins-Araguaia, Paraná, Paraguai e São Francisco. Essas bacias cortam regiões que devem sofrer diferentes impactos relacionados à alterações de temperatura e precipitação (volume e frequência de chuvas), com efeitos distintos na disponibilidade de água ao uso humano assim como na 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 na 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) deve diminuir, com aumento na frequência de dias secos consecutivos. Este cenário deverá impor um stress sério aos já escassos recursos hídricos da região Nordeste. Em contraste, o país deve observar 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.

1.2.5 CAPÍTULO 6: AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS

Questão 5: Como as mudanças antrópicas sobre o campo de aerossóis podem interferir sobre a precipitação e a circulação atmosférica ? Quais as incertezas na representação dos processos envolvendo a modelagem de aerossóis e nuvens?

Neste capítulo é apresentada uma revisão de algumas das principais contribuições científicas para a caracterização dos aerossóis atmosféricos sobre o Brasil, incluindo o papel exercido por suas fontes naturais e antrópicas, como queima de biomassa, poluição urbana, dentre outras e para o entendimento dos processos de microfísica de nuvens.

Ainda que em anos recentes tenha sido observada uma redução nas taxas de desmatamento é certo que as queimadas na Amazônia são ainda a principal fonte antrópica de partículas de aerossol em escala continental na América do Sul e no Brasil. Em menor escala, mas com importante impacto no clima regional, também ocorrem queimadas nas culturas de cana de açúcar. Por outro lado, há uma importante contribuição de emissões antrópicas situadas em regiões urbanas, fruto principalmente de emissões veiculares. Ainda que não sejam majoritárias no conteúdo total de emissões, as partículas de aerossol das emissões urbanas exercem papel importante no clima urbano e na saúde pública das metrópoles brasileiras.

Diversos experimentos realizados na região amazônica, quase todos dentro do contexto do experimento LBA (Experimento de Larga Escala da Biosfera Atmosfera da Amazônia), foram capazes de qualificar e quantificar a composição do aerossol presente na atmosfera amazônica. A composição do aerossol natural na região amazônica pode ser observada durante a estação chuvosa, quando atividades relacionadas às queimadas são desprezíveis. A conclusão geral dos trabalhos focados na região é de que o aerossol natural amazônico é uma soma das contribuições do transporte de aerossol marinho para dentro do continente, de episódios de transporte de poeira do Saara, e de emissões biogênicas da vegetação. Em termos de contribuição absoluta à massa do material particulado, as emissões biogênicas primárias são dominantes.

O papel dos aerossóis no balanço de energia do sistema Terra-atmosfera é normalmente classificado como efeito direto e indireto, sendo o primeiro dado pela interação direta com a radiação (absorção e espalhamento) e o segundo através da modificação das propriedades microfísicas e, por consequência, na dimensão e no ciclo de vida das nuvens. Neste último caso, um parâmetro chave é o número de partículas de aerossol com capacidade de atuar como núcleos de condensação (CCN) e de gelo (IN).

A maioria dos estudos das propriedades dos CCN e das nuvens na América do Sul se concentra na Região Amazônica (e, em menor extensão, sobre o Nordeste). Esse número limitado de experimentos de campo, e a inexistência de medidas em grande parte do Brasil, impõem óbvias limitações à representação dos processos microfísicos em modelos aplicados sobre o território nacional. Os trabalhos existentes baseiam-se na análise de dados de satélite e, em menor número, em campanhas intensivas de medidas de campo. Por exemplo, medidas *in situ* realizadas na bacia amazônica durante o experimento LBA/SMOCC 2002 em região de pastagem em Rondônia, que cobriram um período com intensa atividade de queimadas (setembro), transição (outubro) e o início da estação chuvosa (novembro), indicam um grande aumento no número de partículas no período seco em função das queimadas. Medições realizadas com aeronave estudaram as propriedades dos CCN na Região Amazônica, comparando regiões limpas e regiões sob intensa atividade de queima de biomassa. Observou-se um decréscimo generalizado na concentração de CCN desde o final da estação seca até o início da estação chuvosa. A comparação entre dias poluídos por queimas e dias limpos mostra uma concentração pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Diferenças ainda maiores são verificadas quando áreas limpas e poluídas foram comparadas para uma mesma data, indicando que a atividade de queima de biomassa é mais eficiente em produzir, principalmente, partículas pequenas e com pequena fração solúvel. Outros estudos mostraram que partículas finas, faixa em que predominam os CCN, são preponderantemente compostas de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que partículas grossas, importantes nucleadores de gelo, consistem de material biológico emitido diretamente pela floresta.

Os chamados efeitos indiretos dos aerossóis constituem os mecanismos através dos quais estes modificam a microestrutura das nuvens, com consequências para suas propriedades radiativas e seu ciclo de vida. Jones e Christopher (2010) estudaram as propriedades estatísticas da interação aerossóis-nuvens-precipitação sobre a América do Sul em busca de indicativos do efeito indireto dos aerossóis sobre os processos associados a nuvens quentes. Os autores trabalharam com a hipótese de que se os efeitos indiretos (e também o semidireto) se manifestarem, em condições poluídas, como consequência da redução nos processos de colisão e coalescência ou aumento na estabilidade, deveria haver uma diminuição na precipitação estratiforme em comparação com condições mais limpas no mesmo ambiente. Comparando amostras sem chuva, com chuva e chuva intensa, concluíram, porém, que as condições atmosféricas de grande escala são mais importantes para o desenvolvimento da precipitação do que a concentração de aerossóis.

A fumaça produzida a partir das queimadas na Amazônia produz efeitos significativos sobre a microestrutura das nuvens, com uma redução no diâmetro médio das gotículas, inibindo a colisão-coalescência. Esta noção é corroborada por Freud *et al.* (2008) que discutem que há um aumento consistente em cerca de 350 m na altitude sobre a base da nuvem na qual a colisão-coalescência dispara a formação de chuva quente para cada 100 núcleos de condensação (a uma supersaturação de 0,5%) adicionados por cm³. Indícios no mesmo sentido são também apresentados por Costa e Pauliquevis (2009), cujos resultados apontam para altitudes de chuva quente (isto é, a altitude em que o processo de formação de chuva quente se inicia) indo de 1200-2300 m em ambientes marítimos e costeiros a 5400-7100 m em ambientes influenciados por queimadas.

Como apontam Wang e Penner (2010), o fato de nuvens cirrus cobrirem tipicamente mais de 20% do planeta faz com que as mesmas sejam importantes para o balanço radiativo planetário. Nuvens convectivas profundas, particularmente nos trópicos, são responsáveis por mecanismos de transporte vertical cruciais para a circulação geral atmosférica. Nesse sentido, os aerossóis cumprem um papel significativo na microestrutura de nuvens cumulonimbus, sendo que suas estimativas apontam para valores de diâmetro efetivo de 10 a 20% menores sobre o continente do que sobre o oceano e com uma marcada variabilidade sazonal nessa variável em regiões com queima de biomassa como a Amazônia. Medidas *in situ* das propriedades microfísicas de nuvens frias e de fase mista sobre o Brasil, no entanto, são extremamente limitadas, havendo indicações de dados coletados apenas durante um experimento de campo, o TRMM-LBA (*Tropical Rainfall Measuring Mission - Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia*).

A modelagem dos processos envolvendo nuvens na maior parte dos modelos globais e regionais utilizados para previsão de tempo e clima e para as simulações de mudanças climáticas no Brasil e no mundo ainda se caracteriza pela utilização de um grande número de simplificações nos processos envolvendo nuvens. É particularmente significativo que as escalas dos movimentos convectivos não sejam explicitamente resolvidas na maioria desses modelos. Isto se dá em função da limitação de recursos computacionais e pelo fato dos modelos atualmente disponíveis dependerem significativamente de parametrizações de convecção. Outro aspecto importante a ser considerado é a variabilidade na forma da distribuição de tamanho das gotículas, que é ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação, assim como a fase gelo, que se constituem em fontes de incerteza importantes na modelagem dos processos de nuvens.

1.2.6 CAPÍTULO 7: FORÇANTE RADIATIVA NATURAL E ANTRÓPICA

Questão 6: Quais são as estimativas da forçante radiativa e dos efeitos radiativos, sobre a atmosfera e a superfície, causados por agentes naturais e antrópicos, sobre o Brasil e a América do Sul ?

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas (antrópicos). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo os gases de efeito estufa antrópicos, enquanto outro agente pode tender a resfriá-lo, como as 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 mesmo no Brasil. No entanto, como qualquer ferramenta de modelagem do clima, os modelos climáticos atuais mais avançados, que vêm progressivamente fornecendo resultados cada vez mais confiáveis e consistentes para previsões de mudanças climáticas, devem ser alimentados com estimativas seguras das forçantes radiativas. No Capítulo 7 discutem-se estimativas da forçante radiativa e efeitos radiativos, sobre a atmosfera e a superfície, causadas por agentes naturais e antrópicos sobre o Brasil.

O conceito de forçante radiativa, tal como definido no relatório IPCC-AR4, é um passo intermediário que não necessita, em princípio, de modelos climáticos para seu cálculo, por isso os valores de forçante radiativa podem ser mais objetivamente interpretáveis. Uma forçante radiativa positiva significa que um agente tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos indicam uma tendência de resfriamento. Uma inconveniência do conceito de forçante radiativa é que em geral ela é expressa em termos de potencia (Wm⁻², ou Watt por metro quadrado), que é uma unidade menos familiar que a temperatura (em graus Celsius). Uma vez determinado o valor da forçante radiativa de um agente, pode-se usar esse valor em modelos climáticos que procurarão traduzi-lo, por exemplo, em termos de mudanças de temperatura na superfície, ou mudanças no volume de chuvas . Como os modelos climáticos ainda apresentam resultados bastante divergentes, um mesmo valor de forçante pode dar origem a diferentes previsões, dependendo do modelo climático escolhido e das condições em que ele é utilizado. É nesse contexto que o conceito de forçante radiativa oferece um meio de comparação entre diferentes agentes climáticos, independentemente da precisão dos modelos climáticos atuais. A quantificação numérica da intensidade da forçante radiativa permite ao tomador de decisão visualizar quais os agentes mais significativos, classificando-os por ordem de magnitude relativa. Calcular a forçante radiativa de um agente climático é como definir uma escala padrão, que permite a possibilidade de se estimar a intensidade de sua perturbação sobre o clima, para algum local ou região do globo.

Além de agentes climáticos independentes, ocorrem também situações de interdependência entre agentes, chamados processos de retroalimentação, que tornam ainda mais complexa a compreensão de qual o efeito climático final de um certo agente. Alguns agentes climáticos podem influenciar o ciclo hidrológico. Por exemplo, alguns pesquisadores afirmam que a fumaça emitida em queimadas na Amazônia pode alterar o funcionamento natural das nuvens, diminuindo o volume de chuvas que essas nuvens podem produzir (conforme o capítulo 6). 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. Em tais ciclos de retroalimentação, as relações de causa e efeito são complexas, e por esse motivo a avaliação do impacto sobre o clima é denominada efeito radiativo, e não uma forçante radiativa. Essa distinção é utilizada de forma rigorosa neste capítulo. É importante levar em consideração escalas de tempo e espaço. Mudanças climáticas que ocorrem em longo prazo, em escalas de milhares a milhões de anos, são controladas por variações orbitais do planeta. No entanto, numa escala de centenas de anos as mudanças orbitais são virtualmente irrelevantes, e outros fatores predominam. Um exemplo é a influência antrópica sobre o clima devido à emissão de gases de efeito estufa, que vem causando um aumento anômalo da temperatura média na superfície do planeta.

Este capítulo apresenta a definição formal de forçante radiativa, do potencial de aquecimento global e do potencial de temperatura global, que são variáveis utilizadas para padronizar uma metodologia de comparação, e que permitem estimar quantitativamente os efeitos de diferentes agentes climáticos. O capítulo apresenta uma revisão bibliográfica de estudos recentes, efetuados sobre o Brasil ou sobre a América do Sul, que identificaram alguns dos principais agentes climáticos naturais e antrópicos atuantes no país. Embora a intenção fosse apresentar, em números, a contribuição para a forçante radiativa atribuída aos diferentes agentes, a inexistência de trabalhos científicos no país para vários deles trouxe outra dimensão ao capítulo. Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de anos, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis (fumaça) emitidos em queimadas por fontes antrópicas.

Nuvens exercem um efeito radiativo natural, mas suas propriedades podem ser alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros). Essas alterações podem envolver processos de retroalimentação, com possíveis impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas. Os resultados compilados neste capítulo mostram que no clima presente 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 Wm⁻² no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na Amazônia atuam causando em média um resfriamento da superfície, mas um aquecimento do planeta. Cabe ressaltar que o modo como os estudos consideram a distribuição vertical das nuvens 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 esse resultado não pode ser automaticamente estendido para outras regiões, com padrões de nuvens e características de superfícies diferentes da região amazônica.

No Brasil a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como prática agrícola ou na mudança da cobertura do solo. Como técnica agrícola, as queimadas são empregadas no combate de 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. Não se encontram na literatura científica estimativas de cálculos da forçante radiativa desses gases considerando as condições das emissões brasileiras.

Aerossóis antrópicos, emitidos principalmente em queimadas, podem absorver e refletir a luz do Sol. Essa interação direta entre aerossóis e a luz (radiação) solar define a forçante radiativa direta de aerossóis. Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados neste capítulo resultou em uma forçante radiativa de -8,0±0,5 Wm ⁻², indicando que, em média, a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar o planeta, contrapondo-se parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases de efeito estufa antrópicos 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 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 dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). Assim, a comparação das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa antrópicos das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa antrópico das forçantes de dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). Assim, a comparação das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa diretamente.

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 desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada como, por exemplo, o albedo (refletividade da superfície). No caso da Amazônia em geral, substitui-se uma superfície mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da luz solar sendo refletida de volta ao espaço. Encontrou-se um trabalho sobre a mudança de albedo em regiões desmatadas desde 1970 na Amazônia, que estimou em 7,3±0,9 Wm⁻² como o a magnitude dessa forçante antrópica. Note-se que esse valor é semelhante à forçante 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 a 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 com a radiação solar. Dessa forma, define-se a forçante indireta (i.e. mediada pela interação com nuvens) de aerossóis. 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 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 representado em modelos climáticos.

Não foram encontrados trabalhos avaliando a forçante radiativa no Brasil 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 hora desconhecidas podem, ou não, ser comparáveis àquelas devidas a gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos. Os trabalhos analisados na elaboração deste capítulo 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.

1.2.7 CAPÍTULO 8: AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS

Questão 7: Qual a capacidade dos modelos numéricos em reproduzir o clima presente e futuro sobre o Brasil e a América do Sul ?

Este tema é abordado no Capítulo 8 do GT1. Nele são descritas as características e desenvolvimentos do modelo global atmosférico do CPTEC e modelos regionais climáticos. O Modelo de Circulação Global Atmosférico do CPTEC/INPE, base do Modelo Brasileiro do Sistema Climático Global (MBSCG) tem sido desenvolvido desde a sua versão inicial CPTEC/COLA de 1994. A variação sazonal da precipitação, pressão ao nível do mar, ventos em altos e baixos níveis, bem como a estrutura vertical dos ventos e temperatura têm sido bem representados pelo MCGA CPTEC/COLA. Os principais centros associados a ondas estacionárias nos dois hemisférios são razoavelmente bem reproduzidos. Entretanto a precipitação é subestimada principalmente na região da Amazônia e centro-sul da America do Sul e superestimada no Nordeste do Brasil e nas regiões de convergência intertropical (ZCIT) e do Atlantico Sul (ZCAS). Embora erros sistemáticos sejam mais destacados nas regiões tropicais, as melhores correlações entre anomalias de precipitação do modelo e observadas ocorrem nessa região, que inclui o extremo norte do Nordeste do Brasil e leste da Amazônia. Tendo em vista que os modelos regionais climáticos possibilitam um maior detalhamento dos cenários climáticos fornecidos pelos modelos globais, que geralmente apresentam baixa resolução espacial e o menor custo computacional, vários estudos com diferentes modelos têm sido realizados ao longo dos últimos anos.

Por exemplo, Marengo et al. (2009) utilizando três modelos regionais (HadRM3P, Eta-CCS e RegCM3) cujas simulações foram realizadas com as mesmas condições de contorno do modelo global HadAM3P, obtiveram simulações do clima atual e projeções de clima futuro para o final deste século sobre a América do Sul (AS). Em relação ao clima atual, os autores mostraram que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais norte da AS e também um viés negativo que domina quase todo o continente com exceção da parte mais central, que se mostrou mais dependente da sazonalidade. Os resultados indicaram que o Eta-CCS apresenta um maior aquecimento no oeste da Amazônia quando comparado aos modelos RegCM3 e HadRM3P, enquanto que estes últimos apresentam maior aquecimento na região leste da Amazônia. Os autores destacam ainda que as projeções destes modelos diferem em relação às regiões onde são verificados os maiores aquecimentos (acima de 8°C), por exemplo, na Amazônia oriental ou na Amazônia ocidental, dependendo do modelo regional utilizado. Conforme mencionado em Marengo *et al.* (2010, 2011) estas incertezas só podem ser reduzidas com avanços no conhecimento do sistema climático.

Vários estudos utilizando modelos globais atmosféricos e acoplados e regionais climáticos abordaram fenômenos meteorológicos que atuam na AS, em particular no Brasil. Por exemplo, com relação à ZCAS, Pesquero et al. (2009) utilizaram o modelo Eta aninhado às condições do HadAM3P e verificaram a capacidade do modelo em reproduzir a circulação de monção da América do Sul e a frequência de eventos de ZCAS, tanto no clima presente (1961-1990), quanto no clima futuro (2070-2099), utilizando-se o cenário A1B do *IPCC-SRES*. Os resultados indicaram não haver diferenças importantes entre os fluxos de umidade em toda a estação chuvosa, quando comparado aos períodos de ZCAS sobre a Região SE. No entanto, em relação a precipitações intensas, constatou-se a ocorrência de valores de precipitação entre 90 e 140 mm/ dia em diversas situações do clima futuro (aonde?).

Outro fenômeno de importância para o clima da AS é o Jato de Baixo Nível (JBN). Os resultados de Soares e Marengo (2009), com a utilização do modelo HadRM3P, indicaram um total de 169 casos de JBNs detectados no período 1980-1989, enquanto que as ocorrências entre 2080 e 2089 totalizaram 224, evidenciando assim o impacto do SRES A2 na frequência de ocorrência de JBNs da AS.

Apesar dos acelerados avanços teóricos e computacionais verificados nos últimos anos, as projeções climáticas são cercadas de imperfeições e incertezas, oriundas da própria dinâmica do sistema climático. Existem pelo menos duas principais fontes de incerteza inerentes às projeções do clima: aquelas relacionadas aos cenários de emissões, e aquelas relacionadas à modelagem do clima e suas parametrizações. Embora os cenários de emissões sejam baseados em um conjunto de suposições coerentes e fisicamente consistentes sobre suas forçantes, tais como demografia, desenvolvimento sócio-econômico e mudanças tecnológicas, não se pode afirmar exatamente como estes vão evoluir ao longo das próximas décadas. Em relação às incertezas na modelagem do clima, técnicas diferentes de regionalização e/ou parametrização podem produzir diferentes respostas locais, ainda que todas as simulações sejam forçadas pelo mesmo modelo global, além da possibilidade de erros advindos dos próprios MCGs.

1.2.8 CAPÍTULO 9: MUDANÇAS AMBIENTAIS DE CURTO E LONGO PRAZO: PROJEÇÕES E ATRIBUIÇÃO

Questão 8: Quais as mudanças climáticas projetadas para curto e longo prazo que irão afetar os principais biomas brasileiros ?

Cenários futuros do clima são projeções ou simulações geradas por modelos 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 9). 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 sumariados neste capítulo.

Em geral, as projeções climáticas possuem desempenho (*skill*) relativamente melhor nos setores norte/nordeste (Amazônia e Caatinga) e sul (Pampa) do Brasil, e desempenho pior no centro-oeste e sudeste (Cerrado, Pantanal e Mata Atlântica). 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, 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° de temperatura). Enquanto tais modificações de 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, esperam-se 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 tende 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 superficial 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 nas 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 medos 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 acentuamse 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 são maiores do que a variação média global . Em termos de atribuição de causa física, sugere-se que essa mudança climática de redução na pluviometria associa-se aos padrões oceânicos tropicais anomalamente mais aquecidos sobre o Pacífico e Atlântico (esperados num clima futuro de aquecimento global), os quais modificam o regime de vento de forma a induzir diminuição no transporte de umidade e 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.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Andrade, M. F. et al., 2010: Vehicle emissions and PM2.5 mass concentrations in six Brazilian cities. Air Quality, Atmosphere and Health, vol. **4**, 108.

Andreae, M. O. et al., 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. Science, 303, 1337-1342.

Cheng, H. et al., 2009: Timing and structure of the 8.2 kyr B.P. event inferred from -¹⁸O records of stalagmites from China, Oman, and Brazil. Geology, **37**, 1007–1010.

Chiessi, C. M. et al., 2009: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon. *Geophysical Research Letters*, **36**, L21707, doi:10,1029/2009GL039914.

Costa, A. A. e T. Pauliquevis, 2009: Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. *Revista Brasileira de Meteorologia*, vol. **24**, 234-253.

Freud, E. et al., 2008: Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop size distribution in deep convective clouds. Atmospheric Chemistry and Physics, vol. **8**, 1661-1675.

IPCC, 2007: Climate Change: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor e H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Jones T. A. e S. A. Christopher, 2010: Statistical properties of aerosol-cloud-precipitation interactions in South America. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 2287-2305.

Koren, I., L. A. Remer e K. Longo, 2007: Reversal of trend of biomass burning in the Amazon , *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L20404, doi:10.1029/2007GL031530.

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

Lara, L. et al., 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Brazil. Atmospheric Environment, **39** (26), 4627-4637. doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.

Marengo, J. A., M. Rusticucci, O. Penalba e M. Renom, 2010: An intercomparison of observed and simulated extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century: part 2: historical trends. *Climatic Change* (2010) **98**, 509-[529. doi: 10.1007/s10584-009-9743-7.

Marengo J. et al., 2011: 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. *Submitted. Clim. Dyn.* 2011.

Martins, J. A. et al., 2009: Cloud condensation nuclei from biomass burning during the Amazonian dry-to-wet transition season. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. **104**, 83-93.

Pesquero et al., 2009: Climate downscaling over South America for 1961-1970 using the Eta Model. Theor Appl Climatol. doi:10.1007/s00704-009-0123-z.

Pöschl, U. et al., 2010: Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. Science, Vol. 329 n°. 5998 pp 1513-1516, doi:10.1126/science.1191056.

Soares W. R. e J. A. Marengo, 2008: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. *International Journal of Climatology*, doi:10.1002/joc.1800.

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

Stríkis, N. et al., 2011: Abrupt variations in monsoonal rainfall during the Holocene in central-eastern Brazil. *Geology*, 39, 1075-1078, doi:10.1130/G32098.

Wang, M. e J. E. Penner, 2010: Cirrus clouds in a global climate model with a statistical cirrus cloud scheme. *Atmos. Chem. Phys.*, **10**, 5449-5474

CAPÍTULO 2

OBSERVAÇÕES AMBIENTAIS ATMOSFÉRICAS E DE PROPRIEDADES DA SUPERFÍCIE

Autores principais: Alice M. Grimm – UFPR e Gilvan Sampaio – INPE.

Autores colaboradores: Celso von Randow – INPE; Expedito Ronald Gomes Rebello – INMET; Francinete Francis Lacerda – ITEP/PE; Francisco de Assis Diniz – INMET; Gabriel Blain – IAC/SP; Guillermo Obregón – INPE; Iracema F.A. Cavalcanti – INPE; José Fernando Pesquero – INPE; Leila Maria Vespoli Carvalho – UCSB; Lincoln Muniz Alves – INPE; Manoel Ferreira Cardoso – INPE; Orivaldo Brunini – IAC/SP e Osmar Pinto Júnior – INPE.

Autores revisores: Gilberto Fisch – IEA/CTA; Maria Cristina Forti – INPE; Gilberto Fisch – IEA/CTA e Maria Cristina Forti – INPE.

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	27
2.1 INTRODUÇÃO	28
2.2. PADRÕES DE VARIABILIDADE NATURAL DO CLIMA	29
2.2.1 REGIMES DE PRECIPITAÇÃO	29
2.2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL	29
2.2.3 VARIABILIDADE INTERDECENAL E NO LONGO PRAZO	34
2.2.4 MODO DE MUDANÇA CLIMÁTICA	34
2.3. OBSERVAÇÕES SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMÉRICA DO SUL	39
2.3.1. HIDROLOGIA: PRECIPITAÇÃO E VAZÕES	39
2.3.2 TEMPERATURA	43
2.3.3. EVENTOS EXTREMOS	49
2.3.3.1 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO	49
2.3.3.2 EVENTOS EXTREMOS DE TEMPERATURA DO AR	52
2.3.4 COMPONENTES DE RADIAÇÃO E BALANÇO DE ENERGIA	53
2.3.5 PROBLEMAS DAS OBSERVAÇÕES	54
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	55

SUMÁRIO EXECUTIVO

Tendo em vista as dimensões continentais do Brasil assim como a diversidade de seus regimes climáticos e das influências sobre seu clima, é necessário ressaltar a necessidade de estudos observacionais para bem conhecê-lo, em termos de características, mecanismos e variabilidade. O conhecimento do clima presente é o primeiro passo para se conhecer o clima futuro. Este se aproxima gradualmente a cada ano, de tal forma que a adaptação ao futuro próximo deve ser parte da solução do problema geral de adequação ao futuro distante.

Assim, a adaptação ao clima do próximo ano ou da próxima década, haja ou não aquecimento global e outras mudanças antrópicas, deve ser uma das prioridades nacionais, principalmente em países em desenvolvimento.

Vários estudos aqui descritos revelam o grande impacto da variabilidade interanual, que pode produzir alterações por um fator maior que 4 nas chuvas sazonais em certas regiões, como a Amazônia, aqui entendida como a bacia hidrográfica do Rio Amazonas e seus tributários. A maior fonte de variabilidade interanual são os eventos *El Niño* e *La Niña*. As variações decenais/interdecenais apresentam menor diferença entre fases opostas – alterações por até o fator 2 –, mas são relevantes em termos de adaptação, já que, por serem persistentes, podem causar tanto secas prolongadas, como décadas com mais eventos extremos de chuva.

Os modos de variabilidade interdecenal produziram forte variação climática na década de 1970, devido à superposição de efeitos da mudança de fase de diferentes modos climáticos. Portanto, análises de tendências em séries relativamente curtas de parâmetros de clima, que compreendem períodos anteriores e posteriores à década mencionada, não são conclusivas.

Mesmo análises de séries relativamente longas devem ser encaradas com cautela, tendo em vista que os resultados são extremamente dependentes do período analisado. A grande maioria das tendências detectadas na precipitação do Brasil pode ser explicada por alterações de fase em oscilações interdecenais e são, portanto, impróprias para serem consideradas provas de mudanças climáticas.

Por exemplo, as principais tendências detectadas são consistentes com a variação produzida na segunda metade do século XX pelo primeiro modo interdecenal de chuvas anuais. Este, por sua vez, está significativamente correlacionado ao modo de tendência de temperatura da superfície do mar , mas também com a oscilação multidecenal do Oceano Atlântico (OMA) e com a oscilação interdecenal do Oceano Pacífico (OIP ou *IPO*. em inglês). Estes resultados apontam tendências negativas no norte e oeste da Amazôniae positivas no sul da mesma, positivas no Centro-Oeste e Sul do Brasil, mas ausentes no Nordeste. A tendência de aumento da precipitação entre 1950 e 2000 no Sul do Brasil e em outras partes da baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, principalmente entre os períodos anterior e posterior à década de 1970, aparece em outros modos interdecenais. Principalmente, está presente no quarto modo de chuvas anuais. Séries um pouco mais longas respaldam tal propensão, mas, na última década, ela registra inversão.

Para verificar se as tendências associadas com o primeiro modo interdecenal de precipitação são devidas apenas à mudança de fase da OMA ou se seriam parte de comportamento consistente de mais longo período, precisariam ser obtidas:

i) séries mais longas de precipitação e

ii) consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação apontadas nessas regiões pelas projeções climáticas feitas por numerosos modelos. Portanto, é necessário esperar algum tempo para se ter certeza sobre tendências na precipitação do Brasil e, também, verificar sua consistência com projeções climáticas – o que, no momento, não ocorre, talvez por ter-se ainda falhas nos modelos.Da mesma forma, continua difícil se detectar mudanças antrópicas nos eventos extremos de precipitação, cujas variações também parecem estar mais relacionadas com oscilações climáticas naturais. Contudo, parece haver indicações de que tais mudanças, em grandes centros urbanos como São Paulo, seriam devidas aos efeitos da *ilha de calor urbana*, da ocupação vertical – que afeta a rugosidade da superfície terrestre – e a dinâmica da camada-limite, bem como à contribuição da poluição para modificações na microfísica de nuvens.

Estudos de tendência da temperatura do ar utilizando dados de estação sobre a América do Sul limitam-se, na sua maioria, ao período entre 1960 e 2000. Os resultados mais significativos se referem às variações de índices baseados na mínima diária. Eles indicam aumento de noites quentes e diminuição de noites frias na maior parte da América do Sul, com conseqüente diminuição da amplitude diurna da temperatura, especialmente na primavera e no outono.

Tais resultados são mais robustos para as estações localizadas nas costas leste e oeste dos continentes e são confirmados para as séries em períodos mais longos. Embora a influência da variabilidade dos oceanos Atlântico e Pacífico no comportamento das temperaturas do ar sobre a América do Sul no longo prazo precise ser levada em conta, a influência antrópica sobre seus valores extremos parece ser mais provável do que sobre os extremos de precipitação.

A enorme escassez de dados de estação sobre vastas áreas tropicais, como a Amazônia, o Centro--Oeste e o leste do Brasil, limitam o estabelecimento de conclusões acuradas para estas regiões. Estudos recentes mostraram que fatores como a mudança de uso da terra e a queima de biomassa podem influenciar a temperatura do ar nestas regiões, especialmente na Amazônia e Cerrado. Porém, não se conhece a magnitude e a extensão espacial do sinal dessas influências no longo prazo sobre a temperatura do ar em superfície. Já o efeito da mudança de uso da terra e da liberação de calor antrópico nos grandes centros urbanos sobre o fenômeno de *ilha de calor urbana* tem sido bem estudado e documentado.

Dados de análises reelaboradas desde 1948 fornecem evidência de que, durante o verão austral, a temperatura nos baixos níveis da atmosfera tem aumentado de forma mais acentuada em direção aos trópicos do que nos subtrópicos da América do Sul. A temperatura média anual junto à superfície tropical apresentou, desde então, tendência positiva, enquanto que, nos subtrópicos, há tendência negativa desde meados da década de 1990.

O aumento de temperatura do ar também foi verificado sobre o Atlântico Tropical, sugerindo que possam ter ocorrido mudanças no contraste Oceano-Atmosfera e, portanto, no desenvolvimento do sistema de monções. Tais alterações podem causar modificações no regime de precipitação e nebulosidade e criar feedbacks – ou retroalimantações – ainda desconhecidos da temperatura e do clima locais. Variações nos campos médios globais e na TSM entre antes e após o período conhecido como *climate shift*, no final dos anos 1970, podem ter exercido importante papel no regime de temperaturas atmosféricas e suas respectivas tendências. Elas precisam ser consideradas para que se possa avaliar corretamente o efeito do aquecimento global sobre a América do Sul.

Neste contexto, também é importante avaliar o impacto de oscilações climáticas naturais interdecenais sobre a temperatura do ar em território sul-americano.

2.1 INTRODUÇÃO

Neste capítulo do volume elaborado pelo GT1 para o Relatório de Avaliação Nacional 1, são apresentados resultados observacionais relativos a variações de parâmetros ambientais que podem representar efeitos da variabilidade climática natural de longo período e, em alguns casos, da ação humana.

As séries temporais são produto de interações complexas do sistema climático terrestre, representando um efeito combinado de oscilações intra e interanuais, decenais e interdecenais, e até de escalas de tempo maiores, tais como milhares a milhões de anos. Separar essas variações naturais das antrópicas não é uma tarefa fácil. Talvez nem seja possível, na maioria dos casos, tendo em vista que tais resultados são, geralmente, baseados em observações feitas durante períodos relativamente curtos, bem inferiores às escalas de tempo paleoclimatológicas tratadas no capítulo 4 deste volume.

Portanto, é necessário cautela na atribuição das causas das variações observadas. De qualquer maneira, quer sejam variações naturais que venham a ser revertidas após uma ou mais décadas, quer sejam tendências causadas por ação humana, tais variações necessitam ser conhecidas para que seja possível planejamento de adaptação de modo a enfrentá-las em seus aspectos negativos ou delas tirar o máximo proveito.

A magnitude, tanto das variações naturais como das mudanças climáticas antrópicas, tem repercussões para a sociedade, já que diversas atividades econômicas, particularmente a hidroeletricidade e a agricultura, são afetadas pelas variações de longo prazo – a do elemento climático precipitação, em particular.

2.2. PADRÕES DE VARIABILIDADE NATURAL DO CLIMA

É interessante caracterizar, no contexto deste capítulo, a variabilidade natural do clima na América do Sul, já que esta é bastante significativa e pode, muitas vezes, ser confundida com tendências climáticas associadas a alterações antrópicas. Essa variabilidade climática natural é um modulador de baixa freqüência da variabilidade sinótica diretamente ligada aos sistemas de tempo e influencia também a freqüência de eventos extremos. A caracterização desta variabilidade será feita exclusivamente quanto à precipitação, pois este é o elemento climático mais documentado.

Antes de apresentar as variações climáticas, este capítulo revisa, a seguir, os aspectos básicos dos regimes de precipitação na América do Sul, com foco no Brasil, para que a variabilidade climática possa ser enfatizada nas estações do ano em que apresenta maior impacto.

2.2.1 REGIMES DE PRECIPITAÇÃO

Na Figura 2.1 deste capítulo, um painel abrangente exibe os regimes sazonais de precipitação da América do Sul (Grimm, 2011). A maior parte do Brasil está sob o efeito do regime de monção, coerente com volumes totais elevados de chuva no período de primavera e verão e valores baixos nos meses de outono e inverno.

A precipitação mais intensa começa na primavera no centro do Brasil (em torno de 10°S, onde a estação chuvosa é dezembro-janeiro-fevereiro, DJF) e avança para sul e para norte, de modo que em parte do Brasil a estação mais úmida é janeiro-fevereiro-março (JFM) e nas proximidades do equador é março-abril-maio (MAM), ou mesmo mais tarde. A rigor, a precipitação já é intensa no noroeste do Brasil antes do que em sua área central, não por ser parte da estação chuvosa do primeiro, mas sim porque, naquela região, a precipitação é intensa durante o ano inteiro. No Brasil central, a variação de precipitação entre as estações é influenciada pela migração sazonal do sistema de alta pressão do Atlântico Sul.

A monção começa a enfraquecer em março, à medida que a área de convecção profunda se desloca para noroeste. Sobre as regiões próximas à costa do Norte do Brasil, ela só perde força após abril, com o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para o Hemisfério Norte. No Nordeste do Brasil, em sua porção norte, a estação chuvosa ocorre de março a maio, quando a Zona de Convergência Intertropical está em sua posição mais a sul. No Norte do Brasil, ao norte do equador, o outono e inverno austrais constituem a estação chuvosa, enquanto o verão austral é relativamente seco. Nas partes leste e oeste desta região prevalece o outono austral como estação chuvosa, enquanto no centro prevalece o inverno austral.

Ao sul do equador, o inverno é a estação seca na faixa tropical (0-25°S), com exceção de regiões costeiras junto ao Atlântico. Na maior parte do Sul do Brasil, onde há disponibilidade de vapor de água durante todo o ano, condições dinâmicas na atmosfera favorecem máximos relativos de precipitação no outono, inverno e primavera em diferentes regiões, embora ocorra precipitação durante o ano inteiro. O Sul do Brasil é uma região de transição entre os regimes de monção de verão e de regime de inverno em latitudes médias, tendo sua precipitação bem distribuída ao longo do ano (Grimm, 2009a).Existem vários trabalhos atuais que descrevem a variabilidade do período chuvoso sobre a região monçônica, assim como os regimes de precipitação (e.g., Marengo et al., 2001; Raia e Cavalcanti, 2008; Krishnamurthy e Misra, 2010; Nieto-Ferreira e Rickenbach, 2010; Reboita et al., 2010; Carvalho et al., 2011; Grimm, 2011). Neles, em geral, podemos verificar que as monções sul-americanas têm passado por várias transições nos últimos anos.



2.2.2 VARIABILIDADE INTERANUAL

A variabilidade interanual de precipitação analisada neste capítulo se baseia em dados observados coletados no período de 1961 a 2000, dos quais não foram filtradas as oscilações interdecenais (Grimm, 2011). Portanto, elas estão presentes nos dados, embora sejam mais especificamente analisadas na próxima seção.

Os padrões de variabilidade interanual de precipitação na América do Sul no verão já foram também estudados em Zhou e Lau (2001), Paegle e Mo (2002) e Grimm e Zilli (2009). Além destes, há estudos regionais, como o de Matsuyama et al. (2002) para a região tropical do continente, e Grimm (2009b) para o Brasil.

Os principais padrões de variabilidade da precipitação podem mudar, de estação para estação, ao longo do ano. São mostrados aqui, apenas os primeiros modos de variabilidade total anual e das estações de primavera e verão, que fazem parte da estação chuvosa na maior parte do Brasil.

A variabilidade dos totais anuais de precipitação e sua associação com a temperatura da superfície do mar (TSM) enfatizam a grande influência de eventos *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) na América do Sul. O primeiro modo dos totais anuais, representado na Figura 2.2, explica 23,55% da variância e tem um padrão de correlação com TSM que reproduz as principais características do padrão ENOS nas anomalias de TSM global, especialmente no Oceano Pacífico. Também mostra anomalias de precipitação negativas (ou positivas) ao Sul de 23°S, sobre o sudeste da América do Sul, principalmente na região meridional do Brasil, durante episódios *La Niña* (ou *El Niño*). Exibe ainda, anomalias positivas (ou negativas) no nordeste da América do Sul, especialmente no leste da Amazônia e na área setentrional do Nordeste do Brasil.

Para que se tenha ideia do impacto desse modo sobre a precipitação numa área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ na parte setentrional do Nordeste, localizada em torno de 43°W e 3°S e cuja chuva média mensal é de 168,7 mm, vale notar que a precipitação média mensal caiu para 54,2 mm em 1983, ano de registro de um fenômeno *El Niño*, enquanto que em 1985, quando ocorreu um episódio *La Niña*, esse valor subiu para 243,4 mm. Por outro lado, em uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ no Sul do Brasil – situada em torno de 53°W e 27°S e cuja chuva média mensal é de 122,2 mm –, tal indicador atingiu 176,4 mm em 1983, caindo para 92,8 mm em 1985.

Tais contrastes entre fases opostas de ENOS podem ser ainda mais fortes em estações específicas, como será mostrado adiante.



Figura 2.2 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação total anual, com variância explicada e mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos. Fonte: Grimm (2011).

O segundo modo de variabilidade da precipitação anual exibe anomalias de precipitação associadas mais fortes nas proximidades da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), com variações de sinal oposto no noroeste e sudeste da América do Sul. Ele se assemelha e é devido ao primeiro modo de verão, a ser apresentado a seguir. A ZCAS é uma banda de nebulosidade na direção noroeste-sudeste, muito presente durante a monção de verão (entre outros, Grimm *et al.*, 2005; Vera *et al.*, 2006; Marengo *et al.*, 2010b, entre outros).O primeiro modo de variabilidade da precipitação anual acima descrito tem maior contribuição do outono, sendo semelhante ao primeiro modo de variabilidade para esta estação (Grimm, 2011). Ele também mostra conexão com ENOS, embora os padrões de correlação no Oceano Atlântico sejam igualmente fortes, especialmente no Atlântico tropical.

As anomalias de TSM associadas com ENOS são as maiores responsáveis pelas anomalias de precipitação no sudeste da América do Sul no outono. Já as anomalias no Atlântico tropical, mais especificamente a diferença entre as anomalias de TSM ao sul e ao norte do equador, são mais conectadas com variações de chuva no nordeste e noroeste da América do Sul.

A conexão da chuva no Nordeste do Brasil com ENOS não é tão forte quanto aquela mantida com o gradiente latitudinal de TSM, descrita em Moura e Shukla (1981) e, posteriormente, por outros. Contudo, a influência do El Niño Oscilação Sul pode ser considerada forte, sendo intensificada caso esse gradiente de temperatura sobre o mar for positivo (ou negativo) durante os eventos El Niño (ou La Niña).

Além disso, tanto a intensidade de ENOS quanto a do sinal deste tipo de gradiente podem ser alterados por oscilações interdecenais, abordadas neste capítulo na seção que segue (Kayano e Andreoli, 2007).

Durante o inverno, o primeiro modo de variabilidade também tem conexão com ENOS, causando impacto maior na variabilidade da precipitação incidente sobre o Sul e o Norte do Brasil, mas com sinais opostos (Grimm, 2011).

O primeiro modo de precipitação da primavera, representado na Figura 2.3 deste capítulo, explica 30,16% da variância. Exibe um padrão dipolo, com regiões de variações inversas no centro-leste e sudeste do continente (Grimm e Zilli, 2009; Grimm, 2011). Pode, portanto, produzir oscilações na intensidade e localização da ZCAS. Apresenta forte correlação com anomalias de TSM associadas com ENOS, especialmente as subtropicais no Pacífico Central Sul. Estas anomalias parecem ser importantes para causar variações de chuva no sudeste e centro-leste da América do Sul através de teleconexões que são mais fortes na primavera (Barros e Silvestri, 2002; Cazes-Boezio *et al.*, 2003; Grimm e Ambrizzi, 2009).

Há na primavera um forte impacto de ENOS. Por exemplo, em uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ no Sudeste, em torno de 42°W e 17°S, cuja precipitação média mensal na primavera é de 78,8 mm, a chuva média mensal de primavera no ano de 1982, marcado pela ocorrência de *El Niño*, foi de 22,1 mm, enquanto que em 1971, ano de ocorrência de *La Niña*, ficou em 116,7 mm. Já em uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ no Sul do Brasil – ao redor de 53°W e 28°S –, cuja precipitação média mensal na primavera é de 170,8 mm, esse mesmo indicador de chuva média mensal durante a primavera de 1982 acusou 295,3 mm e 104,1 mm em 1971.

Em ambas estas regiões, a primavera é parte da estação chuvosa e nelas há bacias contribuintes a reservatórios de importantes usinas hidroelétricas.



Figura 2.3 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação de primavera – meses de setembro, outubro e novembro (SON) –, com a variância explicada e o mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os niveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos Fonte: Grimm (2011).

No verão, o primeiro modo, exibido na Figura 2.4, explica 26,52% da variância e se assemelha ao primeiro de primavera. Mostra o bem conhecido dipolo de variações entre as anomalias no centroleste e no sudeste da América do Sul. Contudo, as anomalias no centro-leste são mais fortes e extensas que na primavera, enquanto no sudeste da América do Sul são mais fracas.

Embora este modo pareça uma continuação das anomalias registradas durante a primavera, não é este o caso, pois, como demonstrado em Grimm *et al.* (2007) e Grimm e Zilli (2009), há tendência de inversão dessas anomalias de precipitação da primavera para o verão, devido a interações superfície-atmosfera causadas na primavera por anomalias de umidade do solo no centro-leste do Brasil e por anomalias de TSM junto à costa do Sudeste do Brasil.

A correlação entre este primeiro modo de verão com a TSM denota a existência de mais fracas forçantes remotas do que na primavera, já que há menos anomalias de TSM remotas a ele associadas. As maiores ocorrem no sudoeste do Atlântico e são, na realidade, causadas pela influência das variações de nebulosidade sobre o centro-leste do Brasil e o oceano próximo a esta região.

Na região da ZCAS, é particularmente grande a variação produzida por este modo. Tanto é assim que, em uma área de 2°×2° no Sudeste – em torno de 45°W e 17°S –, na qual a precipitação média mensal no verão é de 176,3 mm, o mesmo índice no verão de 1970 foi 65,1 mm e, em 1979, de 259,5 mm.

A variabilidade associada ao ENOS durante o verão está representada no segundo modo, que pode ser visualizado na Figura 2.5 e explica 12,04% da variância. Ao contrário do que se passa na primavera, ele apresenta o mesmo sinal de variações no centro-leste e no Sul do Brasil. Para o mesmo sinal de anomalias de TSM durante a primavera e o verão – cuja comparação pode ser observada nos mapas de correlação nas figuras 2.3 e 2.5 –, o comportamento anômalo da chuva registrado no centro-leste é oposto, coerentemente com os mecanismos explicados em Grimm et al. (2007) e Grimm e Zilli (2009).



Figura 2.4 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do primeiro modo de variabilidade da precipitação de verão (DJF), com variância explicada e mapa dos coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos. Fonte: Grimm (2011).



Figura 2.5 Distribuição espacial (painel esquerdo) e evolução temporal (painel inferior direito) do segundo modo de variabilidade da precipitação de verão (DJF), com índice de variação explicado e mapa de coeficientes de correlação com a TSM (painel direito). Neste último, as cores indicam os níveis de confiança maiores que 0,90 para coeficientes de correlação positivos e negativos. Fonte: Grimm (2011).

2.2.3 VARIABILIDADE INTERDECENAL E NO LONGO PRAZO

A variabilidade interdecenal é aqui considerada como aquela com escala de tempo acima de oito anos (Grimm e Saboia, 2014). Seus efeitos são, por vezes, confundidos com os de mudanças climáticas antrópicas devido ao relativamente curto período das séries de dados disponíveis.

O primeiro modo de variações interdecenais de precipitação total anual, conforme representado na Figura 2.6, (Grimm e Saboia, 2014) indica que, no período 1950 a 2000, houve oscilação da chuva sobre o nordeste da Argentina e a Região Centro-Oeste do Brasil, enquanto ocorria uma variação mais fraca de sinal contrário na Região Norte brasileira.

Ao se analisar a evolução temporal, poder-se-ia dizer que houve nela, uma tendência decrescente, principalmente entre 1970 e 2000. Contudo, isso simplesmente indicaria a mudança de uma fase positiva, predominante desde a década de 1960 até meados dos anos 1970, para uma fase predominantemente negativa, vigente de meados da década de 1970 até meados da década de 1990. Trata-se de uma possibilidade concreta, pois este modo está significativamente associado ao de variabilidade interdecenal de TSM conhecido como OMA, cujas escalas de tempo de variação são longas.

Tal modo de TSM mostra variações semelhantes aos de precipitação no período em que ambos se sobrepõem, ou seja, de 1950 a 2000, apresentando, predominantemente, uma fase positiva anterior a meados da década de 1970 e outra, negativa, que se estende até meados da década de 1990 – ver Parker *et al.*, 2007. Essa associação é verificada ao se correlacionar o modo de precipitação, seja com um índice OMA, baseado na TSM do Atlântico Norte, ou com a série temporal do modo de TSM OMA. Em ambos os casos, a correlação é altamente significativa.



Também seria possível ajustar tendências a alguns dos outros modos de variabilidade interdecenal da precipitação anual durante o período que se estende de 1950 a 2000, mas não é possível afirmar tratar-se, de fato, de tendências consistentes ou do produto de mudança de fase de oscilação natural entre décadas durante esse período.

A próxima seção deste capítulo analisa as tendências possivelmente associadas à mudança climática antrópica.

Ao se levar em conta que a primavera e o verão austrais fazem parte da estação chuvosa na maior parte do Brasil, é interessante conhecer as oscilações climáticas de longa duração em tais períodos e as relações entre as mesmas.

O primeiro modo interdecenal de primavera, que explica 18,4% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2014), é semelhante ao primeiro interanual de primavera, representado na Figura 2.3 deste capítulo. Isso deixa bem clara a modulação entre décadas à qual está submetido o impacto de ENOS (Kayano e Andreoli, 2007). Este modo é mais fortemente conectado ao modo de TSM denominado Oscilação Interdecenal do Pacífico (OIP, IPO em inglês, Parker et al., 2007). A OIP é associada à Oscilação Decenal do Pacífico (ODP, PDO em inglês) apenas no Pacífico norte, possuindo outras características em nível global.

Quando a OIP está em sua fase positiva, reforça (ou enfraquece) episódios El Niño (ou La Niña), enquanto em sua fase negativa ocorre o oposto. Assim, nas últimas duas décadas anteriores a 2000, quando a fase do modo OIP era positiva, houve aumento de precipitação da primavera no sudeste da América do Sul – incluindo o Sul do Brasil. Ao mesmo tempo, no centro-leste do continente sul-americano, ocorreu redução de chuva.

O primeiro modo interdecenal de verão, que explica 17,9% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2014), exibe igualmente um dipolo de oscilação entre o centro-leste e o sudeste da América do Sul. Sua evolução temporal é muito similar àquela do primeiro modo da primavera. Contudo, o sinal das anomalias é oposto, mostrando que a tendência à reversão entre essa estação do ano e o verão, demonstrada em Grimm *et al.* (2007) e Grimm e Zilli (2009), ocorre também em escalas de tempo interdecenais e não apenas interanuais.

O segundo modo de variabilidade interdecenal de verão, que explica 15,7% da variabilidade (Grimm e Saboia, 2014), apresenta padrão semelhante ao primeiro modo de variabilidade da chuva total anual, representado neste capítulo na Figura 2.6, acusando maior contribuição da variação das chuvas de verão à variabilidade da chuva total anual.

Os principais modos de variabilidade interdecenal produziram forte variação climática na década de 1970 devido à superposição de seus efeitos de mudança de fase. Portanto, análises de tendências em séries relativamente curtas de parâmetros climáticos, que compreendem períodos posteriores ou anteriores, não podem ser consideradas provas de mudanças do clima. Mesmo nas séries de longa extensão temporal, os resultados são extremamente dependentes do período analisado.

Assim, a grande maioria das tendências detectadas na precipitação do Brasil pode ser explicada por mudanças de fase em oscilações interdecenais.

2.2.4 MODO DE MUDANÇA CLIMÁTICA

É impossível afirmar que existe uma tendência consistente nos modos interdecenais de precipitação para o período de 1950 a 2000, por ser este relativamente curto e, portanto, tal tendência poder apenas ser efeito de mudança de fase em oscilação interdecenal. Contudo, quando se estuda a variabilidade global da TSM, em um período de 100 anos ou mais), o primeiro modo de variabilidade descreve tendência consistente de elevação quase global da TSM, acrescida de algumas oscilações (Parker et al., 2007).

Cabe ressaltar, contudo, que as séries de TSM não são muito confiáveis nas primeiras décadas do século XX, por se basearem em poucas observações (Rayner et al., 2003).

Quando a série temporal de variação do modo de tendência da TSM é correlacionada com séries médias de precipitação de 1950 a 2000 em áreas de 2,5° × 2,5° na América do Sul, aparecem correlações significativas em várias regiões do Brasil, como se indicassem também tendências de longo período na precipitação, conforme retratado na Figura 2.7. Entretanto, como as séries de precipitação são mais curtas do que as de TSM, só é possível correlacioná-las no período em que os dois tipos de dados se sobrepõem, ou seja, ao longo da segunda metade do século XX.

Como nessas cinco décadas houve mudança de fase para uma importante oscilação interdecenal de longo período, a OMA (ou terceiro modo de Parker et al., 2007), esta troca pode ter influenciado a correlação mencionada. Na realidade, foi isto o que se deu, em boa parte pelo menos, pois as regiões e o sinal de correlação significativa de precipitação sobre a América do Sul de 1950 a 2000 são muito semelhantes, tanto com o modo de TSM de tendência (o primeiro modo de Parker et al., 2007) como com o OMA (o terceiro modo de Parker et al., 2007). Embora a correlação com este último não seja mostrada neste capítulo, ela é similar ao primeiro modo interdecenal de precipitação, representado na Figura 2.6. As regiões em que estas correlações indicam aumento de precipitação são partes do Centro-Oeste, sul da Amazônia e Sul do Brasil, além de outras áreas da baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, como o Nordeste da Argentina e Uruguai, conforme se observa na Figura 2.7.

Os padrões de correlação da Figura 2.7 são muito semelhantes aos padrões espaciais do primeiro modo interdecenal de precipitação anual, representado na Figura 2.6. Este modo, por sua vez, tem maior correlação justamente com o primeiro modo de TSM, indicador de tendência, mas também é significativamente correlacionado com o terceiro – OPA –, cuja tendência é similar ao longo do período de 1950 a 2000.

Há também correlação com o modo ODP de TSM – não mostrada, mas revelada pela correlação forte com a TSM no Pacífico Norte extratropical. Todos esses modos tiveram variações semelhantes no período de 1950 a 2000, que explicam tais correlações. A mais forte, no entanto, é com o primeiro modo. Estes resultados concordam com estudos anteriores feitos sobre tendências e variações interdecenais na Amazônia. Por exemplo, Marengo (2004) apontou que em meados da década de 1970, o norte dessa região passou a receber menos precipitação, enquanto sobre a sua porção sul a incidência de chuvas aumentava, em consonância com a Figura 2.6. O autor atribuiu tais fatos a variações de TSM no Oceano Pacífico, o que, por sua vez, concorda com o fato de que este modo esteja muito associado a um modo de TSM com padrão igual ao do ODP.

Também, o fato de Zeng et al. (2008) terem associado a seca de 2005 no sul da Amazônia à TSM mais quente no Atlântico Tropical Norte corrobora a ideia de que o modo exibido à Figura 2.6 deste capítulo esteja muito associado com o modo de TSM OMA.
Color sig.: cp1 Rot. and rainfall: Annual 1950 - 2000 - color





Para verificar se as tendências associadas com o primeiro modo interdecenal de precipitação, representado na Figura 2.6 deste capítulo (Grimm e Saboia, 2014), são devidas apenas à mudança de fase da OMA ou se elas fazem parte de um comportamento consistente por período mais longo, seriam necessárias:

i) séries mais longas de precipitação e

ii) consistência entre estas tendências e as mudanças de precipitação apontadas nessas regiões pelas projeções de mudanças climáticas feitas por numerosos modelos – embora este último método seja altamente incerto já que essas ferramentas não representam bem a variabilidade interdecenal e seus impactos e não se sabe se refletem com precisão a mudança antrópica.

A recuperação de dados paleoclimáticos com alta resolução, como apontado no capítulo 5, também pode ajudar a mostrar variações naturais do clima que poderiam ser erroneamente consideradas antrópicas, tendo em vista que em eras passadas não havia influência humana sobre o clima.

O relatório IPCC-AR4 (2007) aponta que na parte baixa da Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata, a maioria dos modelos indica aumento de precipitação de verão (DJF) em um cenário de mudança antrópicas, o que é coerente com os resultados acima.

Por outro lado, os modelos não apontam significativas mudanças na precipitação do Centro--Oeste do Brasil, conforme se observa na Figura 2.8 deste capítulo. Ao contrário, indicam até mesmo diminuição. Esse comportamento distinto pode sugerir que as variações exibidas para esta região pelo primeiro modo de precipitação, aqui visualizado na Figura 2.6, e as fortes correlações identificadas entre precipitação nesta região e o modo de tendência de TSM, mostradas na Figura 2.7, não acusam efeito de mudança do clima. Infelizmente, as séries de precipitação nesta região são muito curtas.

No Norte do Brasil, as anomalias de precipitação exibidas na Figura 2.6, assim como as correlações positivas mostradas na Figura 2.7, ambas indicando tendência de diminuição de chuva entre 1950 e 2000, mostram coerência apenas parcial com a projeção de redução de precipitação feita para parte dessa região durante os meses de verão, DJF, em um cenário de mudança climática. Contudo, também nesta região, as séries são, de modo geral, curtas.

Estes aspectos são mais facilmente visíveis na Figura 2.8 deste capítulo, que mostra as mudanças projetadas para a precipitação a partir de uma média ponderada dos resultados de 19 modelos usados na elaboração do *IPCC-AR4* (Nohara *et al.*, 2006).

Ao se comparar as figuras 2.6 e 2.7 com a 2.8, nota-se que algumas tendências observadas no período de 1950 a 2000 são coerentes com as mudanças projetadas. Tal é o caso para o extremo sudoeste da América do Sul, o norte do Nordeste e parte da Amazônia, áreas sobre as quais se prevê que haverá redução de precipitação; assim como para o Norte da Argentina e o Uruguai, onde a projeção é de aumento.

Porém, a tendência de maior incidência de chuvas indicada para o Centro-Oeste do Brasil, como representado nas figuras 2.6 e 2.7, não é coerente com as mudanças projetadas para esta região na Figura 2.8. Tampouco a diminuição de chuva projetada para o extremo norte da América do Sul encontra correspondência nas figuras 2.6 e 2.7.

Uma indicação de que pelo menos na baixa Bacia Hidrográfica do Rio da Prata e pelo menos no século XX há tendência crescente de precipitação é mostrada pela série de precipitação de verão numa estação nesta região, conforme representado na Figura 2.9a deste capítulo. O padrão de correlação desta série com TSM, exibido à Figura 2.9b, reproduz bem o primeiro modo de tendência de TSM (Parker et al., 2007). Contudo, há tendência decrescente na precipitação desta estação nas últimas décadas do século passado. Portanto, é necessária cautela na suposição de que a tendência crescente se manterá.





Est. 00066602 Verao Cor. sig.: 60N 45N 30N 15N EQ-155 30S **45S** 60S Ó 120E 180 120W 60E 6ÓW

Figura 2.6 (a) Série de precipitação de verão no século XX em estação localizada na baixa Bacia Hidrográfica dos rios Paraná e da Prata (33,01S; 58,30W); (b) correlação desta série com TSM.

2.3. OBSERVAÇÕES SOBRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS NA AMÉRICA DO SUL

As análises de variabilidade interdecenal e/ou mudanças climáticas no Brasil tem usado, em geral, séries curtas de observações e com descontinuidades provocadas por vários motivos (vide seção 2.3.5). O problema principal destas análises reside no fato de que as tendências, qualquer que seja a metodologia utilizada, são muito sensíveis ao período utilizado, dando lugar a resultados geralmente não conclusivos e com pouca confiabilidade de representar mudanças climáticas. Não é possível separar com confiança as variações naturais das antrópicas na maioria dos resultados apresentados. Apesar das limitações, os estudos apresentados nas próximas seções são úteis no sentido de apresentar variações observadas em padrões de precipitação, temperatura e outras variáveis.

2.3.1. HIDROLOGIA: PRECIPITAÇÃO E VAZÕES

Nesta seção serão revistos vários estudos de mudanças climáticas realizados para o Brasil. Como a variabilidade climática natural de chuvas e vazões associada à variabilidade climática natural em escala global ou em certos oceanos é muito forte na América do Sul (e.g., Grimm, 2011; Grimm e Saboia, 2013), tais estudos podem revelar tendências que são devidas a fatias temporais desta variabilidade natural, pois estes estudos são geralmente baseados em séries relativamente curtas.

Há alguns estudos identificando tendências climáticas na chuva e vazões da Amazônia (e.g., Chu et al., 1994; Dias de Paiva e Clarke, 1995; Marengo, 2004; Chen et al., 2003). Chu et al. (1994) mostraram um aumento sistemático da convecção sobre o norte da Amazônia desde 1975 até o início dos anos 1990, que poderia indicar um aumento de chuva na região. Por outro lado, Dias de Paiva e Clarke (1995), usando dados de 48 estações, das quais aproximadamente 1/3 começa no início da década de 1960 (e bem poucas antes disto) e 2/3 no início da década de 1970 (ou final da de 1960), mostram tendência de aumento na parte central/leste da Amazônia e de diminuição na parte oeste/noroeste. Marengo (2004), usando dados que têm mais confiabilidade no período 1950-1999, aponta tendências negativas em toda a bacia e, a nível regional, tendência negativa no norte da Amazônia e positiva no sul. O trabalho de Obregón e Nobre (2003) mostra que entre as décadas de 1950 a 1990 houve uma diminuição significativa de precipitação no extremo noroeste da Amazônia, com a presença de variabilidade interdecenal muito conspícua. Análises de tendências climáticas para o período de 1965 a 2006, efetuadas pelo Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia del Perú (SENAMHI, 2010), mostram que as precipitações anuais na região da selva (Amazônia) apresentam diminuição estatisticamente significativa, coerente com o mostrado no oeste da Amazônia. Já na região montanhosa, há predomínio de tendência positiva, mas são escassos os valores estatisticamente significativos e as regiões sul, centro e norte apresentam características regionais próprias. Com base em 18 longas séries de estações situadas ao longo do Amazonas (1925–2007, com falhas), Satyamurty et al. (2009) concluíram que, na média destas estações, não há tendência significativa e que, portanto, não se pode afirmar que a chuva na Amazônia esteja sofrendo mudança significativa. Algumas estações mostram tendência positiva, outras mostram tendência negativa, sendo a tendência na maioria delas não significativa e de forma alternada no espaço. É interessante notar que a maioria destas estações está ao sul do Rio Amazonas e próxima do rio, portanto, numa região de fracos componentes do primeiro modo interdecenal de chuva anual (Figura 2.6, Grimm e Saboia, 2013). Contudo, entre as estações no oeste da bacia, a maioria apresenta tendência negativa, e uma das séries mostradas como exemplo de tendência negativa (Benjamin Constant) mostra variação interdecenal muito semelhante à deste primeiro modo (Figura 2.6), indicando que a tendência revelada na realidade se deve à mudança de fase deste modo.

Embora haja algumas discrepâncias no conjunto de resultados acima descritos, devido a diferentes períodos e diferentes conjuntos de dados analisados, a maioria deles concorda com as variações do primeiro modo de variabilidade interdecenal apresentado na Figura 2.6. Este modo mostra que há variações opostas de precipitação em regiões diferentes da Bacia Amazônica. Este modo, como já citado anteriormente, é muito ligado com os modos AMO e PDO que, entre 1950 e 1990 apresentaram mudanças de fase que produziram a maioria das tendências acima detectadas: positiva no sul da Amazônia e negativa no norte/noroeste e oeste da bacia. Contudo, é necessário ressaltar que em épocas recentes, principalmente na última década, estes modos assumiram variação em sentido oposto àquele da década de 1970 (não mostrada após 2000) e, portanto, a precipitação nestas regiões pode sofrer tendências em sentido contrário na década mais recente. Isto já é visível, por exemplo, nas estações Benjamin Constant e lauretê, no oeste do Amazonas (Satyamurty et al., 2009). As fortes recentes secas em 2005 (e.g., Marengo et al., 2008) e 2010 (Marengo et al., 2011) no sul da Amazônia podem ser indicações desta nova fase.

Algumas aparentes discrepâncias nas tendências são também visíveis no estudo de outros parâmetros relacionados, como o transporte de umidade na Bacia Amazônica. Por exemplo, para Costa e Foley (1999) houve redução no transporte de umidade no período 1979-96, enquanto para Curtis e Hastenrath (1999) houve tendência positiva no período 1950-99.

O aumento de chuva no sul da Amazônia, concentrado principalmente entre 1970 e 1990, estende-se ao Centro-Oeste, Sudeste e Norte da Argentina, conforme apresentado na Figura 2.6 e documentado em alguns outros estudos de tendências, citados a seguir. Contudo, estas tendências podem ser muito diferentes, dependendo dos períodos estudados, das épocas do ano em que são analisadas e dos dados utilizados. Por exemplo, enquanto a Figura 2.6 mostra que nesse período a chuva total anual aumenta no sul da Amazônia, Brasil Central e Norte da Argentina, sem grande componente no Sul do Brasil, Liebmann et al. (2004) encontraram uma grande tendência positiva no Sul do Brasil entre 1976 e 1999 para a precipitação de verão, com sinal contrário no sul da Amazônia e Centro-Leste do Brasil, coerente com o 3º modo interdecenal de verão (não mostrado aqui). Neste período, encontraram também tendência negativa no Norte da Argentina para o verão guando na realidade em período maior e para totais anuais tal tendência é reconhecidamente positiva (e.g., Piovano et al., 2002). A tendência de aumento da precipitação entre 1950-2000 no Sul do Brasil e outras partes da baixa Bacia do Paraná/ Prata, também notada por Haylock et al. (2006), principalmente entre os períodos anterior e posterior à década de 1970, aparece em alguns outros modos interdecenais, especialmente no modo 4 da chuva total anual (não mostrado). Nas estações meteorológicas do Rio Grande do Sul foi registrado aumento na precipitação no período de 1913 a 2006. A década mais seca foi a de 1940 e a mais chuvosa nos anos 1980 (Sansigolo e Kayano, 2010). Na Bacia do Rio Paraná-Prata foi observada tendência positiva de precipitação desde os anos 1960, com um aumento maior nos meses de novembro a maio (Boulanger et al., 2005).

Em outros países da América do Sul, há tendência positiva na precipitação do período 1960-2000 no Equador e Noroeste do Peru, Paraguai, Uruguai e Nordeste da Argentina, e negativa no Sul do Peru, Chile e Sudoeste da Argentina, de acordo com Haylock *et al.* (2006).

Na Região Sul do Brasil, o aumento das chuvas no período 1950-2000 pode também ser observado nos registros hidrológicos, como a vazão do Rio Iguaçu e do alto Paraná (Liebmann et al., 2004). Tendências positivas neste período também foram observadas nas vazões dos Rios Paraguai, Uruguai e Paraná, no seu trecho inferior, e no Rio Paraná, em Corrientes (Robertson e Mechoso, 1998). Foram observados incrementos da chuva em partes da bacia do Paraná/Prata, de cerca de 6% para o período de 1971 a 1990 em relação a 1930-1970 (Obregon e Nobre, 2003; Tucci e Braga, 2003). Milly et al. (2005) também observaram aumento de vazão na Bacia do Paraná/Prata entre os períodos 1900-1970 e 1971-1998 (Figura 2.10). Essas variações de vazão são consistentes com o modo 1 de variabilidade interdecenal de totais anuais (Figura 2.6) e com o modo 4 (não mostrado). É interessante notar que os aumentos nas vazões geralmente são maiores que os aumentos na precipitação das bacias, o que tem sido explicado pela mudança no uso do solo (Tucci e Clarke, 1998; Collischonn, 2001; Liebmann et al., 2004). No Norte da Argentina, o aumento das chuvas produziu o aumento do nível da Laguna Mar Chiquita (Piovano et al., 2002) e a extensão da fronteira agrícola.

Em algumas bacias do Sudeste e Nordeste do Brasil, os registros do Rio Paraíba do Sul em Resende, Guaratinguetá e Campos, e do Rio Parnaíba em Boa Esperança (Região Sudeste); e do São Francisco em Juazeiro (Região Nordeste), apresentam tendências hidrológicas nas vazões e cotas que não são consistentes com redução ou aumento na chuva nas bacias, indicando que é pouco provável que o clima esteja mudando significativamente nestas regiões (Marengo et al., 1998; Marengo e Alves, 2005). Isto é coerente com o modo 1 da Figura 2.6, no qual não há fortes componentes nesta região, e com o campo de correlações na Figura 2.7. No caso do Rio Paraíba do Sul (Marengo e Alves, 2005), as vazões e cotas apresentam uma tendência negativa sistemática desde 1920 e a chuva durante a estação chuvosa (DJF) no vale do Paraíba do Sul, não apresenta tendência negativa que poderia explicar as reduções nas vazões. Assim, é possível que as variações observadas sejam provocadas pelo gerenciamento regional da água e causas relacionadas à atividade humana.





O primeiro modo interdecenal de totais anuais de precipitação (Figura 2.6) não mostra fortes componentes no Nordeste do Brasil. Contudo, o segundo modo (não mostrado) revela que naquela região há forte variabilidade decenal, com períodos em torno de 12 anos e maiores, associada principalmente com a variabilidade do Atlântico (Grimm e Saboia, 2013), mas sem clara tendência no período 1950-2000, podendo esta assumir diferentes sinais de acordo com o período analisado. Um exemplo desta dependência das tendências em relação ao período analisado pode ser achado na comparação de diferentes estudos: enquanto Santos e Brito (2007) detectaram tendência no Rio Grande do Norte e Paraíba no período 1935-2000, Lacerda et al. (2009) identificaram tendência negativa em Pernambuco no período 1965-2004. A inspeção do modo de variabilidade interdecenal com mais fortes componentes no Nordeste do Brasil no período 1900-1993 (figura não mostrada, ver Grimm e Saboia, 2013) revela que realmente as tendências da chuva no Nordeste nestes dois períodos são opostas e que no longo prazo pode não haver tendência.

Os principais aspectos descritos acima estão consistentes com as tendências calculadas para o período 1951-2000 por Obregon e Marengo (2007) e apresentadas na Figura 2.11: tendências negativas no norte e oeste da Amazônia, positivas no sul da Amazônia, positivas no Centro-Oeste e Sul do Brasil, ausência de tendência no Nordeste. Contudo, conforme já alertado, tais tendências podem dever-se à mudança de fase de modo de variabilidade interdecenal no período analisado. As Figuras 2.12a-d mostram as tendências da precipitação total sazonal. As estações de verão (DJF) e outono (MAM) apresentam padrões similares ao da tendência anual, com valores que variam de acordo com a estação chuvosa de cada região. Nas outras estações, a distribuição é relativamente diferente e a intensidade das tendências é menor. Ressalta-se que no extremo noroeste da Amazônia e na Região Sul as tendências na primavera e verão são opostas na maioria das estações, o que é consistente com a relação entre os primeiros modos interdecenais de primavera e verão, descrita na Seção 2.2.3 e mostrada em Grimm e Saboia (2013).



Figura 2.11 Tendência no período de 1961 a 2000 da temperatura do ar média anual (painel superior), máxima média anual (painel central) e mínima média anual (painel inferior), em ° C por década. Círculos com contornos grossos indicam significância estatística na análise não paramétrica do Teste Mann-Kendal no nível de 0,05.

Fonte: Obregón e Marengo, 2007.





Figura 2.12 Tendência da precipitação total sazonal (de 1951 a 2000) em mm década-1 Fonte: Obregón e Marengo (2007).





2.3.2 TEMPERATURA

A América do Sul possui a maior parte do seu território localizado em áreas tropicais e subtropicais. Mudanças sazonais em padrões de temperatura em regiões tropicais são primariamente controladas por alterações da massa de ar dominante que induz variações em nebulosidade e consequentes mudanças nos balanços de energia (e.g., McGregor e Nieuwolt, 1998), enquanto nas regiões subtropicais estas mudanças são devidas principalmente à passagem de ciclones extratropicais (frentes frias), que não apenas provocam mudança de nebulosidade, mas também a alteração da massa de ar dominante (de tropical para polar). Mudanças na cobertura do solo também contribuem para variações regionais de temperatura. Por exemplo, alterações das vegetações nativas por agricultura ou pastagem alteram a evapotranspiração e o albedo, influenciando diretamente o clima (Sampaio et al., 2007). Mudanças no uso da terra frequentemente alteram a emissão de gases de efeito estufa que levam a mudanças climáticas e indiretamente influenciam a temperatura local (Bonan, 2008; Macedo et al., 2008; Searchinger et al., 2008; Giorgescu et al., 2009, 2011; Loarie et al., 2011). A queima de biomassa vegetal e consequente emissão de aerossóis podem ter um efeito significativo na temperatura da superfície devido à absorção e reflexão da radiação solar pelos aerossóis e pela aumentada cobertura de nuvens induzida por eles, conforme foi demonstrado por Davidi et al. (2009) para a estação seca na Amazônia.

A avaliação acurada de tendências de temperatura na América do Sul em escala decenal a multidecenal está bastante limitada pela disponibilidade de dados e sua distribuição espacial não homogênea. Além disso, o controle de qualidade de dados e os métodos de medidas aumentam as incertezas nas avaliações de tendências. Estas limitações são ainda mais críticas em regiões tropicais como a Amazônia e o Pantanal Matogrossense, onde a escassez de dados é um problema que persiste até hoje (e.g., Vincent *et al.*, 2005). Devido a estas limitações, existem relativamente poucas publicações com dados históricos sobre mudanças de temperatura, incluindo extremos, na América do Sul.

Tendências nas temperaturas médias, desvios-padrão, e extremos foram avaliadas para o verão (dezembro-fevereiro) e inverno (junho-agosto) entre 1959-98 sobre a Argentina (Rusticucci e Barrucand, 2004). Os autores mostraram uma tendência negativa no número de noites frias e dias quentes, enquanto que o número de noites quentes e dias frios aumentou em várias localidades, sobretudo durante o verão. Quintana-Gomez (1999) analisou tendências de temperatura na Venezuela e na Colômbia entre 1918-1990 e mostrou evidência de que houve um aumento sistemático das temperaturas mínimas e decréscimo na amplitude do ciclo diurno com uma taxa acelerada, particularmente nos últimos 25 anos da análise.

Sobre o Brasil, vários estudos foram feitos para diferentes regiões. Para a Amazônia, Marengo (2003) encontrou uma tendência de aquecimento de 0,85 °C (em 100 anos) estimada até 2002. Marengo e Camargo (2008) investigaram tendências na temperatura mínima e máxima e na amplitude térmica diurna e derivaram índices para temperaturas extremas entre 1960-2000 nos estados do Sul do Brasil (Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul). Verificaram que a maior parte das estações meteorológicas mostra um acentuado aumento nas temperaturas noturnas (inferidas pelas temperaturas mínimas) comparativamente a um ligeiro aumento das temperaturas diurnas (inferidas pelas temperaturas máximas) durante todo o ano. Como consequência, tem havido um decréscimo na amplitude térmica diurna no período analisado. As tendências de aquecimento foram mais fortes no inverno comparativamente com o verão. Marengo e Camargo (2008) também chamam atenção ao fato de que a freguência maior de eventos El Niño durante os últimos 20 anos da análise (i.e., 1982-2002) comparativamente ao período anterior (1960-1980) poderia ter exercido um papel não desprezível na ocorrência de temperaturas mais altas e na tendência de extremos no Sul do Brasil. Foram usados índices de temperaturas extremas usando limites pré-determinados de temperaturas máximas e mínimas, com a finalidade de detectar dias frios e quentes. O estudo mostrou que a frequência de dias considerados quentes, segundo estes índices, aumentou durante o verão e inverno, especialmente durante as duas últimas décadas da análise. As tendências positivas observadas nas temperaturas mínimas e nos dias mais quentes durante o inverno ocorreram mesmo durante anos em que se observaram eventos extremos frios (ou friagens), como 1975, 1994, 2000.

Em um estudo mais abrangente, Vincent et al. (2005) examinaram tendências em diversos índices de temperatura entre 1960-2000. Nesse estudo, foram utilizados dados disponíveis de temperatura obtidos de estações sobre a América do Sul, após serem submetidos a um forte controle de qualidade, tendo sido utilizados dados de temperatura diária de 68 estações. Esses resultados indicaram que não existem mudanças consistentes nos índices que estão baseados em temperaturas máximas diárias, enquanto tendências significativas foram encontradas nos índices baseados em temperaturas mínimas diárias. Concluíram ainda que há tendência significativa de aumento na porcentagem das noites quentes e tendência de diminuição na porcentagem das noites frias em grande parte das estações, sobretudo no verão (DJF) e outono (MAM). O aumento de temperatura noturna resulta em uma diminuição da amplitude diurna da temperatura. Uma observação relevante é que as estações com tendências significativas estão localizadas, na sua maioria, próximas às costas oeste e leste da América do Sul, o que sugere a importância de compreender relações entre esses aumentos e mudanças na temperatura da superfície do mar (TSM). Fenômenos como El Niño/Oscilação Sul (ENOS) têm um papel crítico para o controle de nebulosidade e temperatura, com sinal significativo no Sul do Brasil e Argentina (Barros et al., 2002; Rusticucci et al., 2003). Estudos numéricos têm mostrado a importância do Atlântico no controle da precipitação e circulação da América do Sul (e.g, Robertson et al., 2003). Porém, estudos observacionais necessitam ser ampliados para compreender as implicações das anomalias globais de TSM na temperatura da superfície sobre o continente. É importante destacar que Vincent et al. (2005) não analisaram estações sobre os países do norte da América do Sul (Venezuela, Colômbia, Guiana Francesa, Guiana e Suriname). Além disso, há uma grande escassez de estações em uma grande extensão da área tropical brasileira, a qual inclui a Amazônia, o Centro-Oeste e Nordeste do Brasil.

Mais recentemente, Obregon e Marengo (2007) apresentaram uma análise observacional das tendências da temperatura em 25 localidades Brasileiras durante o período 1961-2000 (Figura 2.13), apontando para uma predominância de aumento das temperaturas médias, máximas e mínimas, tanto para valores anuais como sazonais, com alguns casos de tendências negativas. A máxima tendência observada das temperaturas médias anuais foi de 0,6 °C/década, numa localidade do Nordeste. Para as temperaturas máximas anuais, a máxima tendência observada foi de 0,6 °C/década, enquanto para as temperaturas mínimas anuais foi de 1,4 °C/década. Por outro lado, Salati *et al.* (2007) fizeram uma análise de diferenças de temperaturas médias, máximas e mínimas anuais, entre 1991-2004 e 1961-1990 para diferentes regiões do Brasil. As diferenças foram positivas, variando de 1,5°C, para a temperatura mínima na Região Norte, a 0,3°C, para a temperatura máxima da Região Sul.







Figura 2.13 Tendência para o período de 1961 a 2000 da temperatura do ar média anual (painel superior), máxima média anual (painel central) e mínima média anual (painel inferior), em ° C por década. Círculos com contornos grossos indicam significância estatística na análise não paramétrica do Teste Mann-Kendal no nível de significância de 0,05. Fonte: Obregón e Marengo, 2007.

De acordo com o estudo de Obregon e Marengo (2007), a distribuição das tendências da temperatura média anual mostra valores negativos em duas estações sobre a parte norte da Amazônia e em uma no extremo leste de Minas Gerais, com valores significativos de até -0,4 °C/década. Em outras estações (oeste da Amazônia, Nordeste e Centro do Brasil), os valores são positivos e significativos, entre +0,3 °C/década e +0,4 °C/década (~1,2 a 1,6 °C em 40 anos), na maioria dos casos. O valor extremo positivo é observado em Pesqueira (Nordeste) com valor aproximado de +0,6 °C/década (Figura 2.13, painel superior). Sobre a maior parte das estações observa-se um incremento da temperatura máxima média anual (Figura 2.13, centro), com valores até de 0,6 °C/década (~2,5 °C/40 anos), que são significativos estatisticamente, com exceção da Região Sul. Também se observam pontos isolados sobre a Amazônia e sobre o Sudeste com valores negativos significativos em torno de -0,2 °C/década a -0,3 °C/ década (entre -0,8 a -1,2 °C/40 anos). Valores positivos de tendências da temperatura mínima média anual (Figura 2.13, painel inferior) são observados sobre todas as estações analisadas. Os valores máximos são observados sobre o estado de Tocantins com valor de +1,4 °C/década. Valores não significativos são observados sobre o sobre parte do extremo noroeste da Amazônia, Rio de Janeiro e leste do Rio Grande do Sul.

A Amazônia, o Centro-Oeste e o Sudeste do Brasil estão sob influência do sistema de monções da América do Sul (SMAS) (e.g, Marengo et al., 2010b). Variações na nebulosidade e precipitação associadas com variações e mudanças no SMAS podem ter um papel na temperatura que é desconhecido. Além disso, durante a estação seca, o aumento de aerossóis de queimadas pode resultar em um resfriamento próximo à superfície (1000 hPa) devido a efeitos radiativos mas um aquecimento em 850 hPa (no topo da camada limite) devido ao efeito de absorção (Davidi et al., 2009). Mudanças de uso da terra podem resultar em alterações importantes na temperatura. Por exemplo, Loarie et al. (2011) desenvolveram um estudo observacional para diagnosticar o efeito da plantação de cana-de-açúcar no clima regional. Nesse estudo, foi mostrado que em condições de céu claro e durante o dia, a conversão de vegetação natural de cerrado para uma mistura de agricultura e pasto aquece o cerrado em média 1,55 °C (variação entre 1,45-1,65 °C). Uma subsequente conversão para cana-de-açúcar esfria a região em uma média de 0,93 °C (variação entre 0,78-1,07 °C), resultando em um aumento líquido de aproximadamente 0,6 °C. Estes efeitos combinados de modificação do uso da terra e queima de biomassa podem contribuir para a existência de padrões espaço-temporais complexos nas tendências das temperaturas e seus extremos em regiões tropicais.

Os efeitos da mudança de uso da terra sobre a temperatura são especialmente fortes em centros urbanos, que são as paisagens mais alteradas em relação aos ecossistemas e processos naturais. A elevação das temperaturas em grandes cidades é geralmente explicada em termos dos processos básicos de balanço de energia na superfície, como trocas de radiação de onda curta e de onda longa e fluxos de calor sensível e calor latente (Blake et al., 2011). Em relação à radiação de onda curta (ou radiação solar), o albedo (ou refletividade) das cidades é muito menor que as superfícies naturais, devido às diferentes coberturas (por ex., asfalto escuro, coberturas de edifícios, etc.) e aprisionamento de radiação nos "canyons" urbanos. Isto produz eficiente absorção de radiação de onda curta. Os profundos "canyons"

urbanos resultam em reduzida visão do céu ao nível das ruas, dificultando processos radiativos de resfriamento por radiação de onda longa. Além disso, a geometria urbana vertical impacta os ventos, geralmente reduzindo ventilação e resfriamento por calor sensível. A substituição de solo e vegetação natural por superfícies impermeáveis leva à redução da evapotranspiração e do resfriamento por calor latente. As densas superfícies impermeáveis com alta capacidade calorífica criam significativas mudanças no tempo de armazenamento e liberação de calor, se comparado às superfícies de solo e vegetação naturais. A alta densidade populacional e atividade econômica em áreas urbanas produzem intensa liberação de calor antrópico em pequenas escalas espaciais (sistemas de aquecimento e refrigeração, meios de transporte, uso de energia residencial e comercial). A emissão de calor antrópico tem sido bem documentada e pesquisada em países desenvolvidos como um fator importante causando o fenômeno de ilha de calor urbana (Ohashi et al., 2007). Blake et al. (2011) analisaram dados climáticos de longo período para 12 grandes cidades sobre o globo. Destas, 10 apresentaram tendências de aquecimento, sendo que em 7 delas esta tendência é significativa. No século passado, entre todas elas, a maior tendência de aquecimento ocorreu em São Paulo (+0,27 °C/década). O aquecimento de São Paulo foi maior no inverno do que no verão. Além da tendência positiva de temperatura devida à "ilha de calor urbana", a temperatura de São Paulo também mostra os efeitos da variabilidade climática natural interanual e interdecadal (Pereira Filho et al., 2007).

Apesar de alguns estudos indicarem que há discrepâncias entre dados observados e dados de reanálises do National Centers for Environmental Predictions/National Center for Atmospheric Research NCEP/NCAR (Kalnay et al., 1996), devido a diversas razões, como mudanças nos sistemas de observações, problemas do modelo em representar bem a topografia real, processos de convecção e precipitação, processos de superfície, etc. (Rusticucci e Kousky, 2002; Kalnay e Cai, 2003; Cai e Kalnay, 2005; Nuñez et al., 2008), o uso de dados de reanálise permite estudos espacialmente mais abrangentes, com dados homogeneamente distribuídos. Por exemplo, Collins et al. (2009) investigaram a variação da temperatura do ar a 2 m da superfície na América do Sul, usando dados dessa reanálise, entre 1948 e 2007. No verão austral (DJF), a maior parte do continente tem temperatura entre 21 °C e 24 °C durante 1948-1975, mas para 1976-2007 a temperatura média está acima de 24 °C. No inverno (JJA), a temperatura cresceu na região tropical (20°S-10°N, 80°-35°W) no período mais recente, indicando que o Nordeste e o Centro do Brasil estão mais quentes. Nos últimos 7 anos (2001-2007) houve maior aquecimento na região tropical do continente, especialmente no Nordeste e sobre o Atlântico Norte, em comparação a períodos anteriores, e resfriamento é observado em parte da região subtropical (60°-20°S, 75°-50°W) (Figura 2.14). Os resultados indicam que as variações de temperatura não são predominantemente produzidas por ENOS, mas por outra variabilidade natural (como a oscilação interdecenal PDO/IPO) e/ou pode ser antrópica.

Em estudo recente, Carvalho et al. (2012) também utilizaram dados da reanálise NCEP/NCAR para investigar mudanças no sistema de monções da América do Sul e examinaram o aquecimento de baixos níveis (850 hPa). Foram utilizados dados médios em 5 dias no período que se estende entre 1948-2009 e com resolução espacial de 2,5° latitude por 2,5° longitude. O nível de 850 hPa foi escolhido por se tratar de um nível próximo à superfície (em torno de 1460 m de altitude), mas que se encontra acima da topografia média sobre áreas tropicais da América do Sul (com exceção dos Andes). Esse estudo examinou a variação interanual das áreas com T≥ 18 °C e T≤ 15 °C. Temperaturas maiores ou iguais a 18 °C em 850 hPa são observadas sobre áreas continentais durante todo o ano. Portanto, o monitoramento de áreas com T≥ 18 °C pode ser utilizado como uma aproximação para inferir o aquecimento em baixos níveis sobre áreas de terra, em contraste com áreas oceânicas. Por outro lado, temperaturas inferiores a 15 °C em 850 hPa são observadas em latitudes subtropicais e sobre os oceanos. Portanto, o monitoramento da evolução de áreas com este limiar representa o efeito de aquecimento ou resfriamento sobre os oceanos. A Figura 2.15 mostra a evolução dos limiares T=18 °C e T=15 °C a cada 5 anos, iniciando em 1948 para os meses de outubro (Figura 2.15a,b), novembro (Figura 2.15c,d), dezembro (Figura 2.15e,f) e janeiro (Figura 2.15g,h). Em meses de inverno (maio-julho) áreas com T≥18 °C migram para a América do Norte acompanhando o ciclo sazonal solar, retornando para a América do Sul em agosto. Os resultados destes estudos evidenciam que o aquecimento em baixos níveis da atmosfera durante o verão tem se expandido muito mais em direção ao equador e Leste do Brasil nos últimos 60 anos do que

em direção aos subtrópicos e extratrópicos. Esta expansão está, em grande parte, relacionada com a maior extensão geográfica da América do Sul em latitudes tropicais. A diminuição das áreas com T=18 °C sobre o continente em DJF comparativamente a outubro e novembro (Figura 2.16) deve-se ao papel do aumento de nebulosidade e diminuição da radiação solar direta no pico da monção de verão sobre a temperatura em baixos níveis. Carvalho *et al.* (2012) mostraram que o aumento de temperatura não é uniforme sobre as áreas tropicais. Existem evidências que o aquecimento está sendo mais pronunciado sobre Goiás e Tocantins na última década (i.e., entre 2000-2009), comparativamente com períodos anteriores. A migração da isoterma T=15 °C em direção às mais altas latitudes sobre o Atlântico Tropical (Figura 2.15b,d,f) está provavelmente associada com a tendência de aumento de TSM nesta região do Atlântico em décadas recentes (e.g., Seager *et al.*, 2010). Estas mudanças na temperatura dos baixos níveis têm papel importante para os contrastes-oceano atmosfera e para o desenvolvimento e manutenção do sistema de monções.



Figura 2.14 Evolução da temperatura média anual dois metros acima da superfície no período de 1948 a 2007, em todo o globo terrestre e no continente sul-americano (painéis superiores) e nas partes tropical (TSA: 20°S-10°N; 80°-35°W) e subtropical (SSA: 60°-20°S; 75°-50°W) da América do Sul (painéis inferiores). Fonte: Collins *et al.*, 2009.



Figura 2.15 Evolução média da isoterma T=180 C (coluna da esquerda) e T=150 C (coluna da direita) em 850 hPa para outubro (a e,b), novembro (c e d), dezembro (e e f), janeiro (g e h). As cores representam períodos distintos. Os intervalos a cada cinco anos estão indicados na própria figura.

Fonte: Adaptada de Carvalho *et al.* (2012).

A Figura 2.16 mostra a evolução temporal das áreas com temperaturas maiores que 18 °C que interceptam a América do Sul em setembro, outubro e novembro (adaptado de Carvalho et al., 2012) com respectivas tendências lineares (todas significativas ao nível de 5%). Mudanças de regime da média (shifts) foram testadas para as séries temporais mostradas na Figura 2.16, de acordo com o método descrito em Rodionov (2004). Este método está baseado em um processamento seguencial de dados pelo qual são testadas diferenças na média entre dois segmentos de dados de comprimento L. Diferentes valores de L foram utilizados. Mostra-se que para $8 \le L \le 10$ existe uma mudança de regime para as áreas com T≥18 °C em novembro entre 1976 e 1977. Para o mês de setembro, a mudança de regime ocorre em 1997 e em outubro existe uma mudança de regime em 2001. Um grande número de estudos tem discutido a ocorrência de mudança rápida (shift) no clima global em meados e fim dos anos 70 (Zhang et al., 1998; Deser et al., 2004; Deser e Phillips, 2006; Kayano et al., 2009). Existem fortes evidências de que a transição do clima nos anos 70 esteve associada com mudanças na TSM dos oceanos Pacífico e Indico, e existe evidência substancial de que estes oceanos têm sofrido aquecimento desde 1977 com impactos globais. Mais estudos precisam ser feitos para compreender as mudanças de regime observadas nas áreas com T≥ 18 °C no final dos anos 90 e início dos anos 2000, assim como a influência da variabilidade climática interdecenal sobre a temperatura na América do Sul..



2.3.3. EVENTOS EXTREMOS

Eventos extremos de precipitação são relacionados com inundações, enchentes, deslizamento de morros, que causam destruição em cidades e lavouras, perdas de vidas, afetando vários setores da sociedade. Em uma escala de tempo maior (mensal ou sazonal), as secas ou excesso de precipitação também afetam a sociedade e a economia do país, pelas perdas agrícolas ou pela redução de recursos hídricos que influi na geração de energia. Casos de intensas incursões de ar frio, que causam geadas e afetam a agricultura, assim como ondas de calor que são prejudiciais à saúde, são eventos extremos relacionados com temperatura. Casos de enchentes, deslizamentos e secas tem ocorrido com maior frequência em várias regiões do Brasil (Marengo *et al.*, 2010a). A frequência e a intensidade de eventos extremos são afetadas pela variabilidade natural climática (e.g., Grimm e Tedeschi, 2009), mas poderia também ser afetada por mudanças climáticas em um sistema terrestre global modificado pela ação de gases antrópicos (Trenberth *et al.*, 2003).

2.3.3.1 EVENTOS EXTREMOS DE PRECIPITAÇÃO

As Regiões Sul e Sudeste do Brasil são altamente vulneráveis com relação a eventos extremos de precipitação, devido à alta concentração demográfica e por estarem sujeitas à ação de sistemas meteorológicos que podem causar intensa precipitação. A ocorrência de secas nessas regiões também é um fator importante, considerando que a maior usina hidrelétrica do país, Itaipu, se encontra na Região Sul. Secas recorrentes no Nordeste do Brasil afetam constantemente a subsistência nessa região; por outro lado, casos de precipitações excessivas em alguns anos provocam alagamentos e destruição. A Região Amazônica tem experimentado situações de secas prolongadas na primeira década do século XXI (Marengo *et al.*, 2008), as quais têm um impacto grande na vazão dos rios, prejudicando o sistema de transporte fluvial, altamente necessário na região.

Os casos de precipitação intensa no Sudeste do Brasil tem sido relacionados com a ação de sistemas sinóticos, como sistemas frontais (Lima *et al.*, 2009; Vasconcellos e Cavalcanti, 2010a) e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Carvalho *et al.*, 2002; Lima *et al.*, 2009). No Estado de São Paulo, onde tem ocorrido muitos casos de enchentes, alagamentos e deslizamentos de encostas, a maioria dos casos extremos de precipitação é registrada de outubro a março (Liebmann *et al.*, 2001). É nessa época que há ocorrência da ZCAS, a qual pode permanecer por vários dias sobre o Sudeste do Brasil. A maioria dos eventos extremos diários nesse estado foi associada com intensa ZCAS em Carvalho *et al.* (2002). Na Região Sudeste do Brasil, 53% dos eventos extremos no período de novembro a março ocorreu na presença de frentes frias e 47% foi associado à ZCAS (Lima *et al.*, 2009).

A influência do *El Niño*-Oscilação Sul (ENOS) na precipitação do Brasil é bem conhecida, com excesso de precipitação na Região Sul e secas na Região Nordeste em *El Niño* e oposto em anos *La Niña* (Kousky *et al.*, 1984; Grimm, 2003, 2004). A influência do ENOS também é notada com relação aos eventos extremos de precipitação, como mostrado em Grimm e Tedeschi (2009) para cada mês dentro do ciclo ENOS. Em novembro do ano em que o *El Niño* se inicia, há registro de mais casos extremos de precipitação no Sul do Brasil e menos casos na Região Centro-Leste (que inclui a maior parte do Sudeste). Em janeiro esse padrão se inverte, propiciando mais casos na Região Centro-Leste. O mesmo ocorre nos casos de *La Niña*, mas com sinais opostos. Alta correlação de casos extremos de precipitação no estado de São Paulo com a TSM do Oceano Pacífico Central e Leste foi encontrada também por Liebmann *et al.* (2001) durante o período de outubro a março.

Outros casos de precipitação extrema ocorrem em anos neutros com relação ao ENOS, e podem ser associados a outras forçantes, como variabilidade intrasazonal, teleconexões, intensificação de sistemas sinóticos, situações de bloqueio, ou sistemas de mesoescala. Alguns exemplos: a seca nas regiões Central e Sudeste do Brasil, em 2000/2001 (Cavalcanti e Kousky, 2004), a qual provocou uma crise energética no Brasil; a intensa precipitação na Bacia do Prata em 2001/2002 e 2002/2003 (Silva e Berbery, 2006), e a seca prolongada na Amazônia em 2005 (Marengo *et al.*, 2008). Outro caso recente de seca na Amazônia foi registrado em 2010 (Marengo *et al.*, 2011). O evento Catarina, considerado um sistema híbrido tropical-extratropical, estudado por Pezza e Simmonds (2005), embora não tenha causado intensa precipitação, foi acompanhado por ventos intensos que causaram sérios prejuízos na região afetada.

Fatores locais, como a topografia e a proximidade da costa, intensificam a precipitação nas áreas costeiras, o que influi nos extremos dessas regiões, principalmente sob a ação de sistemas sinóticos. Casos extremos na Serra do Mar no verão de 1983 e no outono de 2005, associados a sistemas convectivos embebidos em sistemas frontais, tiveram contribuição da topografia e da brisa marítima (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010a). Teleconexões e modos de variabilidade no Hemisfério Sul têm influência na precipitação sobre o Brasil. O modo anular do Hemisfério Sul ou Oscilação Antártica e o padrão Pacific-South America (PSA) foram identificados como padrões dominantes em casos extremos de verões chuvosos e secos no sudeste do Brasil, quando também ocorreu o dipolo de precipitação entre o Sudeste do Brasil e Argentina (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010b). Alterações produzidas na superfície em grandes centros urbanos podem também alterar padrões de precipitação, embora o impacto de centros urbanos sobre a precipitação não seja tão bem estabelecido como o impacto sobre a temperatura (Blake et al., 2011). Em São Paulo, a ocorrência de eventos extremos de precipitação mostra tendência positiva entre 1933-2010 (Silva Dias et al., 2012). Durante a estação seca, índices climáticos de grande escala e as anomalias de TSM regionais explicam grande parte da tendência e variabilidade observadas, mas, na estação chuvosa, tal percentual cai. Os autores sugerem que outro possível mecanismo influindo na ocorrência crescente de eventos extremos de precipitação na estação chuvosa é a presença da área urbana com seus efeitos

de "ilha de calor" e de poluição. Pereira Filho et al. (2007) concluem que de 1936 a 2005 a precipitação média diária mensal aumentou significativamente em São Paulo, principalmente no período chuvoso.

Alguns índices têm sido usados para análises de extremos de precipitação (Haylock et al., 2006), como R95t (fração da precipitação total anual devida a dias com precipitação que excedem o percentil 95), R10 (número de dias com precipitação ≥ 10 mm), CDD (número de dias consecutivos sem chuva), SPI (anomalias de precipitação normalizadas pelo desvio padrão). Observações em estações de superfície de 1960 a 2000 mostram que houve tendência positiva em casos extremos de precipitação no Sul e Sudeste do Brasil, enquanto no Nordeste do Brasil, a tendência foi negativa (Haylock et al., 2006). Tendências positivas no número de casos no Sul e Sudeste do Brasil também foram registradas por Marengo et al. (2010a), Penalba e Robledo (2010), Rusticucci et al. (2010). Contudo, Lacerda et al. (2010) mostram que na década de 2000 ocorreram recordes históricos de totais diários de chuva no estado de Pernambuco, especificamente nas bacias hidrográficas do Una e do Mundaú. Estudos realizados para o período 1965-2005 por Lacerda et al. (2009) na microrregião do Pajeú no Sertão de Pernambuco mostraram que há aumento dos dias secos, da duração média dos veranicos e dos máximos veranicos. Os veranicos são definidos como um número de dias consecutivos sem chuva, considerando todos os valores da série menores ou iguais a 5 mm. Santos e Brito (2007) usaram índices de extremos climáticos propostos pelo IPCC-AR4 para diagnosticar o aumento do número de dias com chuva e número de dias muito úmidos e aumento das chuvas superiores a 50 mm nos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, utilizando série histórica com 65 anos de dados observacionais. Essas tendências devem ser alvo de investigação mais profunda e detalhada, pois podem estar associadas a variações das anomalias de TSM nos oceanos Atlântico e Pacífico tropical, que podem explicar grande parte da variabilidade climática observada na Região Nordeste. Santos e Brito (2007) demonstraram que há forte correlação dos dias consecutivos secos com a dinâmica da vegetação do bioma Caatinga, que é mais influenciada pela ocorrência de extremos de precipitação e de veranicos do que a dinâmica da vegetação típica do setor leste do Nordeste, que é composto, predominantemente, pela Mata Atlântica. Silva e Azevedo (2008) mostraram para o município de Irecê, na Bahia, que houve diminuição no total anual de precipitação e aumento na intensidade das chuvas maiores que 20 mm, no período 1970-2006. Ressalta-se que os estudos citados acima, utilizaram o método proposto por Frich et al. (2002), para obtenção dos índices climáticos extremos, e que esta mesma metodologia foi utilizada para elaboração dos índices citados no relatório do IPCC-AR4. O aumento de casos extremos no Sul e Sudeste e diminuição no Nordeste em cada década no período de 1951 a 2003 foi mostrado em Alexander et al. (2006). Contudo, Blain e Kayano (2011) não acharam significativas tendências climáticas nas séries mensais do Índice Padronizado de Precipitação de Campinas (SP) no longo período 1890-2007. Períodos de seca, indicados pelo índice CDD (dias consecutivos sem chuva) apresentaram tendência negativa na Região Centro-Oeste e Sul do Brasil (Rusticucci et al., 2010).

Tal como no caso das precipitações totais mensais, sazonais ou anuais, também as tendências de eventos extremos dependem dos períodos analisados.

Eventos extremos de precipitação estão geralmente associados a descargas elétricas atmosféricas. Embora a atividade de descargas atmosféricas seja resultado de processos micro-físicos e termodinâmicos essencialmente não lineares e dependentes de inúmeros parâmetros meteorológicos e ocorram em toda a troposfera, está bem estabelecido pela literatura científica que os raios são sensíveis às variações de temperatura em diversas escalas (Williams, 1992, 1994, 1999, 2005; Price, 1993; Markson e Price, 1999; Reeve e Toumi, 1999; Price e Asfur, 2006b; Sekiguchi et al., 2006; Markson, 2007; Pinto Jr. e Pinto, 2008).

Entretanto, atualmente não existem evidências de aumento na atividade global de raios em resposta ao aquecimento global (Pinto Jr., 2009), embora existam evidências locais em centros urbanos (Pinto Jr. e Pinto, 2008; Pinto Jr. et al., 2013) como indicando altas correlações entre a temperatura superficial do ar e a atividade de raios em intervalos curtos de tempo (Williams, 2005; Price e Asfur, 2006a; Sekiguchi et al., 2006).

2.3.3.2 EVENTOS EXTREMOS DE TEMPERATURA DO AR

Mudanças nos extremos de temperaturas têm uma influência maior no Sul e Sudeste do Brasil, regiões que são frequentemente afetadas por incursões de massas de ar frio. No inverno, muitas vezes há ocorrência de geadas e perdas agrícolas nessas regiões, porém algumas incursões atingem o sul da Amazônia em casos conhecidos como friagens. Ondas de calor também têm um impacto maior nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, onde as temperaturas são mais amenas do que nas Regiões Centro-Oeste e Norte do país.

Extremos de temperatura na América do Sul têm sido estudados através de índices, os quais podem ser encontrados em Rusticucci e Barrucand (2004), Vincent et al. (2005), Marengo e Camargo (2008), Rusticucci et al. (2010), Marengo et al. (2010a). Tendências positivas na temperatura mínima e número de noites quentes foram observadas em várias áreas do sudeste da América do Sul (Marengo e Camargo, 2008; Rusticucci e Barrucand, 2004; Rusticucci e Renom, 2008). Em particular, para o Sul do Brasil, foi observada uma diminuição no número de noites frias no Paraná e Santa Catarina, enquanto um pequeno aumento ocorreu no Rio Grande do Sul (Marengo e Camargo, 2008). Menor frequência de noites frias no Sul do Brasil ocorreu em invernos de anos El Niño, comportamento também observado no Norte da Argentina por Rusticucci e Vargas (2005). O aumento de temperatura em inverno de anos El Niño no sudeste da América do Sul também foi reportado por Barros et al. (2002), que verificaram também o comportamento oposto durante inverno de anos La Niña. Análises com dados de estações no Rio Grande do Sul, para o período de 1913 a 2006, indicaram tendência de aumento das temperaturas mínimas e diminuição das temperaturas máximas (Sansigolo e Kayano, 2010). Em uma escala decenal, as temperaturas mínimas mais baixas no Rio Grande do Sul ocorreram nos anos 1920, e as mais altas nos anos 1990. As temperaturas máximas mais baixas no verão foram registradas nos anos 1970 e as mais altas, na década de 1940 (Sansigolo e Kayano, 2010). A temperatura mínima em Campinas (Figura 2.17) também exibe tendência positiva no período 1890-2010 (Blain e Lulu, 2011). Nesta localidade, o período compreendido entre 2001 e 2010 é o primeiro intervalo de 10 anos (desde 1890) em que nenhum valor de temperatura inferior a 3 °C foi observado. Antes desse período decenal, os maiores intervalos de tempo (anos consecutivos) sem o registro de valores inferior a 3 °C ocorreram entre 1934-1941 e entre 1944-1950 (ambos com oito anos).



Figura 2.17 Dados anuais de temperatura mínima do ar em Campinas, SP, no período de 1890 a 2010. Fontes Instituto Agronômico de Campinas/Agencia Paulista de Tecnologia de Agronegócios/ Secretaria de agricultura e Abastecimento do Estado de São Paulo.

O impacto sobre extremos de temperatura parece ser maior do que sobre valores médios, pois a análise de Vincent et al. (2005) para várias localidades da América do Sul indicou tendências maiores para o número de noites frias (negativa), noites quentes (positiva) e amplitude diurna (negativa), enquanto dias frios e dias quentes não apresentaram tendências (Vincent et al., 2005). Na média das estações, para o período de 1960 a 2000, houve uma tendência negativa no número de noites frias e tendências positivas no número de noites quentes. O mesmo comportamento foi observado nas análises realizadas por Alexander et al. (2006) para o sudeste da América do Sul, no período de 1951 a 2003. Renom et al. (2010) encontraram associação significativa entre o número de noites frias no Uruguai e a fase negativa do modo anular do Hemisfério Sul no período de verão de 1949-1975, que não continuou no período de 1976-2005.

No inverno, a correlação entre o número de noites quentes e a TSM no Pacífico Tropical foi alta durante o primeiro período e enfraqueceu no segundo. Ondas de calor na região da Bacia do Rio da Prata foram relacionadas com forte subsidência na região, associadas com a ZCAS intensificada ao norte (Cerne e Vera, 2010).

2.3.4 COMPONENTES DE RADIAÇÃO E BALANÇO DE ENERGIA

Nas últimas décadas houve um enorme avanço no entendimento de como a superfície terrestre interage com a atmosfera através de trocas de energia na forma de radiação e de calor sensível e latente. Estes avanços relacionam-se a desenvolvimentos tanto nas técnicas de modelagem como na crescente disponibilidade de equipamentos sofisticados para estudar *in situ* os processos radiativos e a partição da energia disponível em fluxos de calor sensível e calor latente (evapotranspiração) da superfície terrestre. Atualmente, os modelos computacionais de interação superfície-atmosfera incluem não apenas processos biofísicos, mas também processos de realimentação ("feedbacks") com processos de assimilação e liberação de carbono da biosfera.

Na América do Sul, somente a partir do início da década de 80, experimentos observacionais detalhados das características dos componentes do balanço de radiação e balanço de energia à superfície começaram a ser realizados. Estes projetos focalizaram principalmente a Amazônia. Destacam-se os projetos Amazon Region Micrometeorological Experiment (ARME) realizado em Manaus (AM), entre 1983 e 1985 (Shuttleworth, 1988), que realizou o primeiro conjunto de medições micrometeorológicas na Amazônia, o Anglo-Brazilian Amazonian Climate Observation Study (ABRACOS), realizado entre 1990 e 1994 (Shuttleworth et al., 1991; Gash et al., 1996), em que os balanços de radiação e aspectos da partição de energia foram avaliados tanto em áreas de floresta, quanto em áreas desmatadas adjacentes, e o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA), que compreende atualmente o maior programa científico de estudos de uma região específica da superfície terrestre (Keller et al., 2009). Ressalta-se que nas últimas décadas tais experimentos observacionais foram principalmente para estudar a Amazônia.

No projeto ARME, que envolveu uma colaboração entre cientistas brasileiros e britânicos, foram realizadas as pioneiras medições das condições microclimáticas próximas à superfície na floresta Amazônica, durante um período de 25 meses, na Reserva Ducke, próximo a Manaus, AM. Medições adicionais do balanço de energia, incluindo componentes de radiação, calor sensível e calor latente (Shuttleworth *et al.*, 1984a, b; Moore e Fisch, 1986; Shuttleworth, 1988), foram realizadas durante quatro campanhas intensivas (Fisch *et al.*, 2000).

No início dos anos 1990, com o crescimento do interesse científico internacional sobre possíveis efeitos do desmatamento na Amazônia no clima, o projeto ABRACOS foi elaborado, concentrando medições em 3 localidades: Manaus (AM), Ji-Paraná (RO) e próximo a Marabá (PA) (Gash et al., 1996). Em cada localidade, pares de sítios experimentais foram instalados e as condições climáticas e de umidade do solo foram monitoradas por até 4 anos. O valor do albedo da floresta tropical, determinado pioneiramente pelas medições do ARME, foi confirmado pelos dados observados durante o ABRACOS, com uma faixa de 0,11 a 0,13. Porém, as séries de dados mais longas disponíveis mostravam que em todos os sítios de floresta havia variações sazonais no albedo, correlacionadas à umidade do solo (Culf et al., 1995). O albedo nos dois outros sítios de floresta foi ligeiramente maior do que no sítio de Manaus, com uma média para os três sítios de 0,13. Na média, o albedo das áreas de pastagem foi aproximadamente 0,18 (Culf et al., 1995), variando de 0,16 com índices de área foliar baixos, a 0,2 com índices de área foliar altos (Wright et al., 1996). O balanço de radiação também é afetado pela temperatura da superfície, que é bem maior em vegetação de pastagem do que em áreas de floresta, causando maiores valores de emissão de radiação de onda longa. No final dos anos 1990, o estabelecimento do projeto LBA consolidou a tendência de realização de grandes projetos interdisciplinares, coletando dados em períodos de um ano ou prazos mais longos. Von Randow et al. (2004) analisaram uma longa série de dados de fluxos coletados em dois sítios de pastagem e floresta em Rondônia, mostrando diferenças marcantes entre os dois tipos de cobertura vegetal. Os autores destacaram diferenças na radiação de onda curta (radiação solar) refletida, que aumentam aproximadamente 55% com a conversão de floresta para pastagem. O efeito combinado de maior albedo com um aumento de 4,7 % na emissão de radiação de onda longa resulta em uma redução do saldo de radiação na pastagem de até 13%, comparado à floresta primária.

Desmatamento de florestas ou possíveis mudanças da vegetação de floresta densa para vegetação com características de savana causadas por mudanças climáticas podem também causar importantes impactos no clima regional e global (Salazar et al., 2007; Sampaio et al., 2007). Impactos na partição de energia entre os fluxos de calor sensível e calor latente, resultantes de mudanças no uso ou cobertura da terra, podem ser esperados especialmente nas épocas de estação seca. Análises recentes dos resultados da rede de torres do LBA (da Rocha et al., 2009) mostram que as regiões de floresta tropical com altas taxas de precipitação e estação seca curta tem taxas de evaporação tipicamente de 3 a 3,5 mm dia-1 e que a evaporação da estação seca pode ser até 10% maior do que na estação chuvosa. Já em áreas de cerrado, o padrão é inverso e a evapotranspiração na estação seca tende a diminuir em resposta à redução na umidade do solo (da Rocha et al., 2009).

2.3.5 PROBLEMAS DAS OBSERVAÇÕES

Os dados observados são a matéria prima essencial para a análise de variabilidade climática, detecção de tendências, ou qualquer outro estudo relacionado com mudanças climáticas. Na maioria dos estudos de variabilidade climática de longo prazo e de mudanças climáticas existem três problemas concomitantes. O primeiro é a escassez de séries longas e contínuas de variáveis climáticas, o que limita a detecção de mudanças de valores médios mensais, sazonais, anuais e, principalmente, de frequência e intensidade de eventos extremos, ocorridos ao longo de um período razoavelmente longo (um século ou mais), independentemente das oscilações climáticas naturais. O segundo, associado intrinsecamente ao primeiro, é a heterogênea densidade espacial de postos de observação, que são muito dispersos em certas regiões, distribuídos de acordo com algumas características geográficas regionais (por exemplo, na Amazônia os postos localizam-se ao longo dos grandes rios), o que limita a caracterização climática regional e/ou local apropriada (Molion e Dallarosa, 1990; Stott e Thorne, 2010).

O terceiro problema é a presença de dados errados ou espúrios (Grimm e Saboia, 2013). Neste aspecto, um dos maiores problemas nos dados de precipitação do Brasil é a existência de zeros espúrios que, em algum momento, foram inseridos no lugar de dados faltantes. Outros problemas comuns: existência de dados duvidosos, decorrentes de falhas na anotação ou digitação (por exemplo, 2476,7 mm mês⁻¹), duplicação de dados em estações muito distantes entre si (mais de 1000 km), alteração irreal de regime climático em uma estação, por mudança de local ou outro motivo, como cópia de dados de outra estação. É, portanto, essencial uma verificação cuidadosa dos dados, para detecção e correção destes problemas, antes da realização de estudos climáticos.

Adicionalmente, os instrumentos estão sendo modernizados (de mecânicos para eletrônicos), com uma maior taxa de aquisição de dados. Os convencionais mediam, em geral, três vezes ao dia (temperatura) e agora podem coletar observações a cada hora, ou mesmo a cada minuto!

Num continente vasto como a América do Sul e num país grande como o Brasil, afetado por diferentes tipos de clima, é importante o estudo da variabilidade e da mudança climática através de observações meteorológicas confiáveis e bem distribuídas. Em uma publicação de 90 anos atrás (Henry, 1922) foram apresentadas normais climatológicas de 94 estações do Serviço Meteorológico Brasileiro, calculadas para o período 1909-1919 (11 anos). Chamava-se a atenção para a falta de observações em vastas áreas do Brasil, como as regiões Norte e Centro-Oeste, que na época possuíam apenas 11 estações para cobrir aproximadamente 4 milhões de km². Embora tenha havido expansão da rede de estações pluviométricas desde o trabalho de Henry (1922), ainda há áreas com insuficiente cobertura no Norte e Centro-Oeste do Brasil, como mostrado na Figura 2.18.

Além disto, grande parte das estações coleta apenas dados pluviométricos, sem informações de temperatura, vento, umidade, evaporação, etc. Há necessidade de mais investimento na rede de observações para que se possa descrever mais precisamente o clima e suas variações.



Figura 2.18 Distribuição espacial das estações pluviométricas disponíveis atualmente no Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alexander, L. V. et al., 2006: Global observed changes in daily climate extremes of temperature and precipitation. J. Geophys Res., 111(D05109), doi: 10.1029/2005JD006290.

Barros, V. e G. Silvestri, 2002: The relation between sea surface temperature at the subtropical South-Central Pacific and precipitation in Southeastern South America. J. Climate, 15, 251-267.

Barros, V.R. et al., 2002: Relationship between temperature and circulation in Southeastern South America and its influence from *El Niño* and *La Niña* events. J. Meteorol. Soc. Jpn., 80, 21-32.

Blain, G.C. e J. Lulu, 2011: Valores anuais absolutos de séries diárias de temperatura máxima e mínima do ar no estado de São Paulo: tendências, periodicidades e probabilidades associadas. Rev. bras. meteorol., 26, 29-40.

Blain, G.C. e M.T. Kayano, 2011: 118 anos de dados mensais do índice padronizado de precipitação: série meteorológica de Campinas, Estado de São Paulo. Rev. bras. meteorol., 26, 287-294.

Blake, R. et al., 2011: Urban climate: processes, trends, and projections. In: Climate Change and Cities: First Assessment Report of the Urban Climate Change Research Network [Rosenzweig, C., W.D. Solecki, S.A. Hammer e S. Mehrotra (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 309 pp., Chapter 3, pp. 43-81.

Bonan, G.B., 2008: Forests and climate change: forcings, feedbacks and the climate benefits of forests. Science, 320, 1444-1449.

Boulanger, J.P. et al., 2005: Observed precipitation in the Paraná-Plata hydrological basin: long-term trends, extreme conditions and ENSO teleconnections. Clim. Dyn., 24, 393-413.

Cai, M. e E. Kalnay, 2005: Can reanalysis have anthropogenic climate trends without model forcing? J. Climate, 18, 1844-1849.

Carvalho, L.M.V. *et al.*, 2002: Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. J. Climate, 15, 2377-2394.

Carvalho, L. M.V. et al., 2011: The South American Monsoon System and the 1970s climate transition. Int. J. Climatol., 31, 1248-1256, doi:10.1002/joc.2147.

Carvalho, L.M.V. et al., 2012: Changes in the South American Monsoon System during 1948-2010. Submetido ao Journal of Climate.

Cavalcanti, I.F.A. e V.E. Kousky, 2004: Droughts in Brazil during summer and fall 2001 and associated atmospheric circulation features. Rev. Climanálise, 2(1), 1-10.

Cazes-Boezio, G. et al., 2003: Seasonal dependence of ENSO teleconnections over South America and relationships with precipitation in Uruguay. J. Climate, 16 (8), 1159-1176.

Cerne, B. e C.S. Vera, 2010: Influence of the intraseasonal variability on heat waves in subtropical South America. Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-010-0812-4.

Chen, T. C. *et al.*, 2003: Impacts on tropical South America rainfall due to changes in global circulation. In: 7th International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Wellington, New Zealand.

Chu, P.S. et al., 1994: Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin: Which way has it gone? Bull. Amer. Meteor. Soc., 75, 579-583.

Collins, J. M. et al., 2009: Temperature variability over South America. J. Climate, 22, 5854-5869.

Collischoonn, W., 2001: Simulações hidrológicas em grandes Bacias. Tese de Doutorado. Instituto de Pesquisas Hidráulicas, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 194 pp.

Costa, M.H. e J.A. Foley, 1999: Trends in the hydrological cycle of the Amazon basin. J. Geophysical Research-Atmos., 104(14), 189-98.

Culf, A.D. et al., 1995: The albedo of Amazonian forest and Ranchland. J. Climate, 8, 1544-1554.

Curtis, S. e S. Hastenrath, 1999: Trends of upper-air circulation and water vapor over equatorial South America and adjacent oceans. Int. J. Climatol., 19, 863-876.

Da Rocha, H.R. et al., 2009: Patterns of water and heat flux across a biome gradient from tropical forest to savanna in Brazil. J. Geophys. Res., 114(G00B12), doi:10.1029/2007JG000640.

Davidi, A. et al., 2009: Direct measurements of the effect of biomass burning over the Amazon on the atmospheric temperature profile. Atmos. Chem. Phys., 9, 8211-8221.

Deser, C. et al., 2004: Pacific interdecadal climate variability: linkages between the tropics and the North Pacific during boreal winter since 1900. J. Climate. 17, 3109-3124.

Deser, C. e A.S. Phillips, 2006: Simulation of the 1976/77 climate transition over the North Pacific: sensitivity to tropical forcing. J. Climate, 19, 6170-6180.

Dias de Paiva, E.M.V. e R. Clarke, 1995: Time trends in rainfall records in Amazonia. Bull. Amer. Met. Soc., 75, 579-583.

Fisch, G. et al., 2000: On the influence of the El Niño, La Niña and Atlantic Dipole pattern on the Amazonia rainfall during 1960-1998. Acta Amazônica, 30(2), 305-318.

Frich, P. et al., 2002: Observed coherent changes in climatic extremes during the second half of the twentieth century. Climate Res., 19, 193-212.

Gash, J.H. et al., 1996: Amazonian deforestation and climate. Chichester, UK: John Wiley & Sons, 611 pp.

Georgescu, M. et al., 2009: Potential impact of US biofuels on regional climate. Geophys. Res. Lett., 36(L21806).

Georgescu, M. et al., 2011: Direct climate effects of perennial bioenergy crops in the United States. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 108, 4307-4312.

Grimm, A.M., 2003: The *El Niño* impact on the summer monsoon in Brazil: Regional processes versus remote influences. J. Climate, 16, 263-280.

Grimm, A.M., 2004: How do La Niña events disturb the summer monsoon system in Brazil? Clim. Dyn., 22, 123-138.

Grimm, A.M., 2009a: Clima da Região Sul do Brasil. In: Tempo e clima no Brasil [Cavalcanti, I.F.A, N.J. Ferreira, M.G. Justi da Silva, e M.A.F. Silva Dias, (Eds.)]. Editora Oficina de Textos, São Paulo, Capítulo 17, 259-275.

Grimm, A.M., 2009b: Variabilidade interanual do clima no Brasil. Tempo e clima no Brasil [Cavalcanti, I.F.A, N.J. Ferreira, M.G. Justi da Silva, e M.A.F. Silva Dias, (Eds.)]. Editora Oficina de Textos, São Paulo, Capítulo 22, 353-374.

Grimm, A.M., 2011: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. Stoch. Environ. Res. Risk Assess., 25(4), 537-554, doi: 10.1007/s00477-010-0420-1.

Grimm, A.M. e M.T. Zilli, 2009: Interannual variability and seasonal evolution of summer monsoon rainfall in South America. J. Climate, 22, 2257-2275.

Grimm, A.M. e R.G. Tedeschi, 2009: ENSO and extreme rainfall events in South America. J. Climate, 22, 1589-1609.

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, Developments in Paleoenvironmental Research, Vol. 14, [Vimeux, F., F. Sylvestre e M. Khodri (Eds.)], Springer, Netherlands, Chapter 7, 159-193, doi:10.1007/978-90-481-2672-9. Grimm, A.M. e J.P.J. Saboia, 2014: Interdecadal variability of the South American precipitation in the monsoon season. Submetido.

Grimm, A.M. et al., 2005: The South American monsoon system. In: The global monsoon system: research and forecast [Chang, C.P., B. Wang, e N.C.G. Lau (Eds.)], WMO/TD 1266 - TMRP 70, 219-238. Disponível em http://www.wmo.int/pages/prog/arep/tmrp/documents/global_monsoon_system_IWM3.pdf.

Grimm, A.M. et al., 2007: Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: Role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. J. Climate, 20, 5929-5945.

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.

Henry, A.J., 1922: The great glaze storm of 21-23 February 1922 in the upper lake region: Discussion of general conditions. Mon. Wea. Rev., 50, 77-82.

IPCC-AR4, 2007: Climate Change: 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, 996 pp.

Kalnay, E. e M. Cai, 2003: Impact of urbanization and land-use change on climate. Nature, 423, 528-531.

Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP-NCAR 40-year reanalysis project. Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 437-471.

Kayano, M.T. et al., 2009: Interannual relations between South America rainfall and tropical sea surface temperature anomalies before and after 1976. Int. J. Climatol., 29, 1439-1448.

Kayano, M.T. e R.V. Andreoli, 2007: Relations of South American summer rainfall interannual variations with the Pacific Decadal Oscillation. Inter. J. Climatology, 27, 531-540.

Keller, M. et al., 2009: Amazonia and global change. Geophys. Monogr. Ser., vol. 186, 565 pp., AGU, Washington, D. C., doi:10.1029/GM186.

Kousky, V.E. et al., 1984: A review of the Southern Oscillation: oceanic-atmospheric circulation changes and related rainfall anomalies. Tellus, 36A, 490-504.

Krishnamurthy, V. e V. Misra, 2010: Daily atmospheric variability in the South American Monsoon System. Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-010-0881-4.

Lacerda, F.F. et al., 2009: Um estudo de detecção de mudanças climáticas no semi-árido de Pernambuco In: III Simpósio Internacional de Climatologia, Canela-RS.

Lacerda, F.F. et al., 2010: Extremos e variabilidade climática no Nordeste brasileiro e em Pernambuco. In: Il Workshop de Mudanças Climáticas e Recursos Hídricos de Pernambuco, 2010, Recife.

Liebmann, B. et al., 2001: Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. J. Climate, 14, 208-218.

Liebmann, B. et al., 2004: An observed trend in Central South American precipitation. J. Climate, 17, 4357-4367.

Lima, K. et al., 2009: Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in Southeast Brazil. Theor. Appl. Climatol., doi:10.1007/s00704-009-0207-9.

Loarie, S.R. et al., 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. Nat. Clim. Chang, doi: 10/1038/NCLIMATE1067.

Macedo, I.C. *et al.*, 2008: Green house gases emissions in the production and use of ethanol from sugarcane in Brazil: The 2005/2006 averages and a prediction for 2020. Biomass Bioenerg., 32, 582-595.

Marengo, J.A., 2003: Condições climáticas e recursos hídricos no Norte Brasileiro. In: Clima e Recursos Hídricos no Brasil [Tucci, C.E., e B. Braga (Eds.)]. Associação Brasileira de Recursos Hídricos, FBMC/ANA, pp. 117-161.

Marengo, J.A., 2004: Interdecadal and long term rainfall variability in the Amazon basin. Theor. Appl. Climatol., 78, 79-96.

Marengo, J.A. e C.C. Camargo, 2008: Surface air temperature trends in Southern Brazil for 1960-2002. Int. J. Climatol., 28(7), 893-904, doi:10.1002/joc.1584.

Marengo, J.A. e L.M. Alves, 2005: Tendências hidrológicas da Bacia do Rio Paraíba do Sul. Rev. bras. meteorol., 20, 215-226.

Marengo, J.A. *et al.*, 1998: Long-term streamflow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru. J. Geophys. Res., 103, 1775-1783.

Marengo, J.A. *et al.*, 2001: Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. J. Climate, 14, 833-852.

Marengo, J.A. et al., 2008: The drought of Amazonia in 2005. J. Climate, 21, 495-516.

Marengo, J.A. *et al.*, 2010a: 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, doi:10.1007/s10584-009-9743-7.

Marengo, J.A. *et al.*, 2010b: Recent developments on the South American monsoon system. Int. J. Climatol., doi:10.1002/joc.2254.

Marengo, J.A. et al., 2011: The drought of 2010 in the context of historical droughts in the Amazon region. Geophys. Res. Lett., 38, 1-5.

Markson, R., 2007: The global circuit intensity. Bull. Amer. Meteor. Soc., 224, 233-241.

Markson, R. e C. Price, 1999: Ionospheric potential as a proxy index for global temperature. Atmos. Res., 51, 309-314.

Matsuyama, H. et al., 2002: Spatial and temporal variability of rainfall in tropical South America as derived from the Climate Prediction Center Merged analysis of precipitation. Int. J. Climatol., 22, 175-195.

McGregor, G.R. e S. Nieuwolt, 1998: Tropical Climatology, 2nd Ed. New York, NY: Willey, 352pp.

Milly, P.C.D. et al., 2005: Global pattern of trends in streamflow and water availability in a changing climate. Nature, 438, 347-350, doi:10.1038/nature04312.

Molion, L.C.B. e R.L.G. Dallarosa, 1990: Pluviometria da Amazônia: são os dados confiáveis? Climanálise -Boletim de Monitoramento e Análise Climática, 5(3), 40-42.

Moore, C.J. e G. Fisch, 1986: Estimating heat storage in Amazonian tropical forest. Agr. Forest Meteorol., 38, 147-169.

Moura, A.D. e J. Shukla, 1981: On the dynamic of droughts in Northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. J. Atmos. Sci., 38, 2653-2674.

Nieto-Ferreira, R. e T.M. Rickenbach, 2010: Regionality of monsoon onset in South America: A three-stage conceptual model. Int. J. Clim., doi:10.1002/joc.2161.

Nohara, D. et al., 2006: Impact of climate change on river runoff. J. Hydromet. 7, 1076-1089.

Nuñez, M.N. et al., 2008: Impact of land use and precipitation changes on surface temperature trends in Argentina. J. Geophys. Res., 113, D6, doi:10.1029/2007JD008638.

Obregón, G.O. e C.A. Nobre, 2003: Rainfall trend in Brazil. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 84, 1008-1009.

Obregón, G.O. e J.A. Marengo, 2007: Caracterização do clima no século XX no Brasil: tendência de chuvas e temperaturas médias e extremas. Relatório nº 2 - Projeto: Mudanças Climáticas Globais e Efeitos sobre a Biodiversidade - sub projeto: Caracterização do clima atual e definição das alterações climáticas para o território brasileiro ao longo do século XX - disponível em: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_2.pdf.

Ohashi, Y. et al., 2007: Influence of air conditioning waste heat on air temperature in Tokyo during summer: numerical experiments using an urban canopy model coupled with a building energy model. J. Appl. Meteorol. Climatol., 46, 66-81.

Paegle, J.N. e K.C. Mo, 2002: Linkages between summer rainfall variability over South America and sea surface temperature anomalies. J. Climate, 15, 1389-1407.

Parker, D. et al., 2007: Decadal to multidecadal variability and the climate change background. J. Geophys. Res., 112 (D18115), doi:10.1029/2007JD008411.

Penalba, O.C. e F. Robledo, 2010: Spatial and temporal variability of the frequency of extreme daily rainfall regime in the La Plata Basin during the 20th century. Clim. Change, 98(3), 531-550, doi:10.1007/s10584-009-9743-7.

Pereira Filho, A.J. *et al.*, 2007: Caracterização do Clima e sua Evolução na Região Metropolitana de São Paulo. In: Evolução do Tempo e do Clima na Região Metropolitana de São Paulo [Pereira Filho, A.J., e T.M.B.S. Xavier (Eds.)]. 1 ed. São Paulo: Linear B, vol. 1, pp. 99-120.

Pezza, A.B. e I. Simmonds, 2005: The first South Atlantic hurricane: Unprecedented blocking, low shear and climate change. Geophys. Res. Lett., L15712, doi:10.1029/2005GL023390.

Pinto Jr., O., 2009: Lightning in the tropics. Ed. Nova Science Publishers, 104 pp.

Pinto Jr., O. e I.R.C.A. Pinto, 2008: On the sensitivity of cloud-to-ground lightning activity to surface air temperature changes at different time scales in São Paulo, Brazil. J. Geophys. Res., 113(D20123), doi:10.1029/2008JD009841.

Pinto Jr., O. et al., 2013: A Study of the long-term variability of thunderstorm days in Southeast Brazil. J. Geophys. Res. Atmos., 118, doi:10.1002/jgrd.50282.

Piovano, E.L. et al., 2002: Recent environmental changes in Laguna Mar Chiquita (central Argentina): a sedimentary model for a highly variable saline lake. Sedimentology, 49, 1371-1384.

Price, C., 1993: Global surface temperatures and the atmospheric electric circuit. Geophys. Res. Lett., 20, 1363.

Price, C. e M. Asfur, 2006a: Can lightning observations be used as in indicator of upper-tropospheric water vapor variability? Bull. Amer. Meteor. Soc., 87, 291-298.

Price, C. e M. Asfur, 2006b: Long term trends in lightning activity over Africa. Earth Planets Space, 58(9), 1197-1201.

Quintana-Gomez, R.A., 1999: Trends in maximum and minimum temperatures in Northern South America. J. Climate, 12, 2104-2112.

Raia, A. e I.F.A. Cavalcanti, 2008: The life cycle of the South American monsoon system. J. Climate, 21, 6227-6246.

Rayner, N.A. *et al.*, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. J. Geophys. Res., 108(D14), 4407, doi:10.1029/2002JD002670.

Reboita, M.S. et al., 2010: Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. Rev. bras. meteorol., 25, 185-204.

Reeve, N. e R. Toumi, 1999: Lightning activity as an indicator of climate change. Quart. J. Royal Met. Soc., 125, 893-903.

Renom, M. et al., 2010: Multidecadal changes in the relationship between extreme temperature events in Uruguay and the general atmospheric circulation. Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-010-0986-9.

Robertson, A.W. e C.R. Mechoso, 1998: Interannual and decadal cycles in river flows of Southeastern South America. J. Climate, 11, 2570-2581.

Robertson, A.W. *et al.*, 2003: Simulations of the atmospheric response to South Atlantic sea surface temperature anomalies. J. Climate, 16, 2540-2551.

Rodionov, S.N. 2004: A sequential algorithm for testing climate regime shifts. Geophys. Res. Lett., 31(L09204), doi:09210.01029/02004GL-019448.

Rusticucci, M. e M. Barrucand, 2004: Observed trends and changes in temperature extremes in Argentina. J. Climate, 17, 4099-4107.

Rusticucci, M. e M. Renom, 2008: Variability and trends in indices of quality-controlled daily temperature extremes in Uruguay. Int. J. Climatol., 28, 1083-1095.

Rusticucci, M. e W.M. Vargas, 2005: Cold and warm events over Argentina and their relationship with the ENSO phases: risk evaluation analysis. Int. J. Climatol., 22, 467-483.

Rusticucci, M. et al., 2010: An intercomparison of model-simulated in extreme rainfall and temperature events during the last half of the twentieth century. Part 1: mean values and variability. Clim. Change, 98(3-4), 493-508, doi:10.1007/s10584-009-9742-8.

Rusticucci, M.M. e V.E. Kousky, 2002: A comparative study of maximum and minimum temperatures over Argentina: NCEP—NCAR reanalysis versus station data. J. Climate, 15, 2089-2101.

Rusticucci, M.M. et al., 2003: Warm and cold events in Argentina and their relationship with South Atlantic and South Pacific sea surface temperature. J. Geophys. Res., 108, 3356-3366.

Salati, E. et al., 2007: Tendências das variações climáticas para o Brasil no século XX e balanços hídricos para cenários climáticos para o século XXI. Relatório nº 4 - Projeto: 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 XX - disponível em: http://mudancasclimaticas.cptec.inpe.br/~rmclima/pdfs/prod_probio/Relatorio_4.pdf.

Salazar, L.F. et al., 2007: Climate change consequences on the biome distribution in tropical South America. Geophys. Res. Lett., 34(L09708), doi:10.1029/2007GL029395.

Sampaio, G. et al., 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. Geophys. Res. Lett., 34(L17709), doi:10.1029/2007GL03012.

Sansigolo, C.A. e M.T. Kayano, 2010: Trends of seasonal maximum and minimum temperatures and precipitation in Southern Brazil for the 1913-2006 Period. Theor. Appl. Climatol., 101, 209-216, doi:10.1007/s00704-010-0270-2.

Santos, C.A. e J.I.B. Brito, 2007: Análise dos índices de extremos para o semi-árido do Brasil e suas relações com TSM e IVDN. Rev. bras. meteorol., 22(3), 303-312.

Satyamurty, P. et al., 2009: Rainfall trends in the Brazilian Amazon Basin in the past eight decades. Theor. Appl. Climatol., doi:10.1007/s00704-009-0133-x.

Seager, R. *et al.*, 2010: Tropical oceanic causes of the interannual to Multidecadal precipitation variability in Southeast South America over the past century. J. Climate, 15, 5517-5539.

Searchinger, T. et al., 2008: Use of US croplands for biofuels increases greenhouse gases through emissions from land-use change. Science, 319, 1238-1240.

Sekiguchi, M. et al., 2006: Evidence on a link between the intensity of Schumann resonance and global surface temperature. Ann. Geophys., 24, 1809-1817.

SENAMHI, Servicio Nacional de Meteorologia e Hidrologia del Perú, 2010: Escenários climáticos en el Perú para el año 2030. Segunda Comunicación Nacional de Cambio Climático, 20 p.

Shuttleworth, W.J., 1988: Evaporation from Amazonian rainforests. Philos. T. Roy. Soc. B, 233, 321-346.

Shuttleworth, W.J. et al., 1984a: Eddy correlation measurements of energy partition for Amazonian forest. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 1143-1162.

Shuttleworth, W.J. et al., 1984b: Observations of radiation exchange above and below Amazonian forest. Q. J. Roy. Meteor. Soc., 110, 1163-1169.

Shuttleworth, W.J. et al., 1991: Post-deforestation amazonian climate: Anglo-Brazilian research to improve predictions. J. Hydrol., 129(1-4), 71-85.

Silva, G.B. e P.V. Azevedo, 2008: Índices de tendências de mudanças climáticas no estado da Bahia. Engenharia Ambiental - Espírito Santo do Pinhal, 5, 141-151.

Silva, V. e E.H. Berbery, 2006: Intense Rainfall Events Affecting the La Plata Basin. J. Hydrometeorology, 7, 769-787.

Silva Dias, M.A.F. et al., 2012: Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil. Clim. Change, doi:10.1007/s10584-012-0504-7.

Stott, P.A. e P.W. Thorne, 2010: How best to log local temperatures? Nature, 465, 158-159.

Trenberth, K.E. et al., 2003: The changing character of precipitation. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84, 1205-1217.

Tucci, C.E.M. e B.P.F. Braga, 2003: Clima e Recursos Hídricos no Brasil. Coleção ABRH, vol. 9, Porto Alegre, RS, 348 pp.

Tucci, C.E.M. e R.T. Clarke, 1998: Environmental issues in the La Plata Basin. Int. J. Water Resour. Dev., 14(2), 157-173.

Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010a: Uma avaliação das previsões do modelo regional Eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra do Mar. Rev. bras. meteorol., 25(4), 287-294.

Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010b: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. Atmos. Sci. Lett., 11(1), 21-26.

Vera, C.S. et al., 2006: Toward a Unilled View of the American Monsoon Systems. J. Climate, 19, 4977-5000.

Vincent, L. et al., 2005: Observed trends in indices of daily temperature extremes in South America, 1960-2002. J. Climate, 18, 5011-5023.

Von Randow, C. *et al.*, 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. Theor. Appl. Climatol., 78, 5-26, doi:10.1007/s00704-004-0041-z.

Williams, E., 1992: The Schumann resonance: a global tropical thermometer. Science, 256, 1184-1187.

Williams, E., 1994: Global circuit response to seasonal variations in global surface air temperature. Mon. Wea. Rev., 1917-1929.

Williams, E., 1999: Global circuit response to temperature on distinct time scales: a status report. In: Atmospheric and ionospheric electromagnetic phenomena associated with earthquakes [Hayakawa, M. (Ed.)]. Tokyo: TERRAPUB, pp. 939-949.

Williams, E., 2005: Lightning and climate: a review. Atmos. Res., 76, 272-287.

Wright, I.R. et al., 1996: Towards a GCM surface parameterization for Amazonia. In: Amazonian deforestation and climate [Gash, J.H.C., C.A. Nobre , J.M. Roberts, R.L. Victoria (Eds.)]. Chichester: John Wiley & Sons, Chichester, Inglaterra, pp. 473-504.

Zeng, N. et al., 2008: Causes and impacts of the 2005 Amazon drought. Environ. Res. Lett., 3, doi:10.1088/1748-9326/3/1/014002.

Zhang, R.H. et al., 1998: Origin of upper-ocean warming and *El Niño* change on decadal scales in the tropical Pacific Ocean. Nature, 391, 879-883.

Zhou J. e K.M. Lau, 2001: Principal modes of interannual and decadal variability of summer rainfall over South America. Int. J. Climatol., 21, 1623-1644.

CAPÍTULO 3

OBSERVAÇÕES COSTEIRAS E OCEÂNICAS

Autores Principais: Edmo Campos – USP e Dieter Muehe – UFRJ

Autores Colaboradores: Abdelfettah Sifeddine – UFF; Ana Luiza Albuquerque – UFF; Moacyr Araújo – UFPE; Ricardo Camargo – USP; Silvia Garzoli – NOAA; Sonia Gianesella – USP; Gustavo Goni – NOAA; Reindert Haarsma – KMNI; Milton Kampel – INPE; Eloi Melo – FURG; Yara Schaeffer-Novelli – USP; Alberto Piola – Univerisdade de Buenos Aires; Paulo Polito – USP; Regina Rodrigues – UFSC; Olga Sato – USP; Eduardo Siegle – USP; Janice Romaguera Trotte-Duhá - Programa GOOS/Brasil da CIRM

Revisores: Carlos Garcia – FURG; Jose Maria Landim Dominguez – UFBA; Clemente Augusto Souza Tanajura - UFBA; Michel Mahiques – USP; João Antônio Lorenzetti – INPE; Luiz B. de Miranda

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	67
3.1 INTRODUÇÃO	68
3.2 MUDANÇAS DE PROCESSOS NA SUPERFÍCIE DO OCEANO E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA	69
3.2.1 TROCAS AR-MAR DE CALOR E FLUXOS DE ÁGUA DOCE	69
3.2.2 TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO E FLUXOS DE MOMENTUM	71
3.2.3 TEMPERATURA E SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR	71
3.2.4 SÍNTESE	72
3.3 MUDANÇAS NA TEMPERATURA E CONTEÚDO DE CALOR NO ATLÂNTICO SUL	72
3.3.1 CAMADA SUPERIOR	72
3.3.2 OCEANO PROFUNDO	73
3.3.3 TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR	73
3.3.4 SÍNTESE	73
3.4 MUDANÇA DE SALINIDADE E CONTEÚDO DE ÁGUA DOCE	74
3.4.1 MUDANÇAS NAS CAMADAS SUPERIORES	74
3.4.2 MUDANÇAS NAS REGIÕES PROFUNDAS	75
3.4.3 CONTRIBUIÇÃO DE DESCARGAS FLUVIAIS NO ATLÂNTICO SUL	75
3.4.4 SÍNTESE	76
3.5 ALTERAÇÕES NA CIRCULAÇÃO E MASSAS DE ÁGUA	76
3.5.1 CIRCULAÇÃO GERAL E VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL	76
3.5.2 VENTILAÇÃO E FORMAÇÃO DE MASSAS DE ÁGUA	77
3.5.3 ALTERAÇÕES NO "VAZAMENTO DAS AGULHAS", GIRO SUBTROPICAL E NA CÉLULA MERIDIONAL DO ATLÂNTICO	77
3.6. ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO OCEANO	78
3.6.1 PRINCIPAIS MODOS DE VARIABILIDADE DOS OCEANOS RELEVANTES PARA O BRASIL	78
3.6.2 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS NO ENSO	78
3.6.3 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCEANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS EM SUA CIRCULAÇÃO TERMOALINA	80
3.6.4 SÍNTESE	81

3.7 ALTERAÇÕES NO NÍVEL DO MAR E NA FREQUÊNCIA DE EXTREMOS NA MARÉ METEOROLÓGICA	82
3.7.1 ALTERAÇÕES DEVIDO AO AUMENTO DE TEMPERATURA	83
3.7.2 AUMENTO DE MASSA DEVIDO A DEGELOS DE GELEIRAS CONTINENTAIS	85
3.7.3 ALTERAÇÕES NA FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DE EXTREMOS DE MARÉ METEOROLÓGICA	86
3.7.4 SÍNTESE	87
3.8 MUDANÇAS NA BIOGEOQUÍMICA OCEÂNICA, INCLUINDO ACIDIFICAÇÃO DO OCEANO	88
3.8.1 O CICLO DE CARBONO NO ATLÂNTICO TROPICAL	88
3.8.2 SÍNTESE	93
3.9 MUDANÇA NA ESTRUTURA DE MANGUEZAIS	93
3.9.1 EQUILÍBRIO ECOLÓGICO E ESTRUTURA DO ECOSSISTEMA	93
3.9.2 POTENCIAIS RESPOSTAS ESTRUTURAIS DOS MANGUEZAIS AOS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	95
3.9.3 SÍNTESE	97
3.10. OCORRÊNCIA DE EROSÃO EM PRAIAS E ZONAS COSTEIRAS	9 7
3.10.1. A COSTA BRASILEIRA	97
3.10.2 EROSÃO OBSERVADA NA COSTA DO BRASIL	97
3.10.3. SÍNTESE	101
3.11. RELAÇÕES ENTRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E OS PRIMEIROS NÍVEIS DA REDE TRÓFICA MARINHA	102
3.11.1 INTRODUÇÃO	102
3.11.2 O PAPEL DO FITOPLÂNCTON NA REDE TRÓFICA MARINHA E NA BOMBA BIOLÓGICA	102
3.11.3 PAPEL DOS MICRO-ORGANISMOS MARINHOS NA REGULAÇÃO CLIMÁTICA	104
3.11.4 SÍNTESE	105
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

SUMÁRIO EXECUTIVO

O oceano participa de forma decisiva no equilíbrio climático. Devido à sua grande extensão espacial e à alta capacidade térmica da água, é indiscutível que o aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores robustos 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 suas mudanças e as respostas destas 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, permitindo interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo (e.g., Stott *et al.*, 2008; Hosoda *et al.*, 2009; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijffels, 2010; Helm *et al.*, 2010).

Com base em um número considerável de trabalhos publicados nas últimas décadas, o Quarto Relatório de Avaliação do Clima do Painel Internacional de Mudanças Climáticas (em inglês, Intergovernmental Panel on Climate Change - Assessment Report 4; IPCC-AR4, 2007) concluiu de forma inequívoca que a temperatura do oceano global aumentou entre 1960 e 2006. Apesar das controvérsias decorrentes de alguns enganos no IPCC-AR4, como por exemplo, o debate sobre o derretimento das geleiras do Himalaia, a grande maioria dos estudos científicos realizados nos últimos anos tem confirmado, de forma indiscutível, o aquecimento das águas oceânicas. A temperatura da superfície do mar (TSM) no Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico Sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do século XX, possivelmente devido a mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul e também ao aumento dos gases efeito-estufa (Arblaster e Meehl, 2006; Rayner 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.

Abaixo da superfície, há evidências claras do aumento da temperatura nas camadas superiores do oceano. Reanálise de dados históricos obtidos por bati-termógrafos descartáveis (XBTs) mostram uma clara tendência de aquecimento nos primeiros 700 m da coluna de água (Referências?). Estudos independentes com dados obtidos até 2000 m de profundidade com flutuadores Argo sugerem um aquecimento significativo também abaixo de 700 m.

Os estudos analisados pelo IPCC-AR4 (2007) e outros mais recentes (Leuliette e Miller, 2009; Letetrel et al., 2010; Leuliette e Scharroo, 2010) 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.

O nível do mar está aumentando. Grande parte das projeções 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 do ano 2000. Variações de 20 a 30 cm esperadas para o final do século XXI já devem ser atingidas, em algumas localidades, até meados do século ou até antes disso.Deverá haver também maior 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 (Mesquita et al., 1986, 1995, 1996; Silva e Neves, 1991; Harari e Camargo, 1994; Muehe e Neves, 1995; Neves e Muehe, 1995).

O aumento do nível do mar assim como aumento de temperatura, mudanças no volume e distribuição das precipitações e concentrações de CO² 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, de acordo com o IPCC-AR4 (2007). As "águas modo" (águas de 18 oC) do Oceano Sul e as Águas Profundas Circumpolares se aqueceram no período de 1960 a 2000. Essa tendência continua durante a presente década. Aquecimento similar ocorreu também nas "águas modo" da Corrente do Golfo e da Kuroshio. 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 (CRMA) vinha se alterando significativamente em escalas de interanuais a decenais.

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas com alterações nos padrões da circulação atmosférica. Esses estudos mostram que, em consequência ao 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 mudanças 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.

Há fortes indícios que as características dos eventos de *El Niño* no Pacífico estão mudando nas últimas décadas. Como consequência, tem havido uma mudança nos modos de variabilidade da TSM no Atlântico Sul. Essas alterações nos padrões de TSM favorecem precipitações acima da média ou na média sobre o Norte e Nordeste brasileiro e mais chuvas no Sul e Sudeste do Brasil.

Este capítulo apresenta uma síntese das mudanças observadas em processos oceânicos e costeiros no Atlântico Sul e no Brasil.

3.1 INTRODUÇÃO

É indiscutível a importância do oceano nas variabilidades e possíveis mudanças no equilíbrio climático. Devido à grande extensão dos oceanos e à alta capacidade térmica da água, o aumento do conteúdo de calor dos oceanos e o aumento do nível do mar são indicadores robustos de aquecimento do planeta. Com base em um número considerável de trabalhos publicados nas últimas décadas, o *IPC-C-AR4* (2007) concluiu que a temperatura global do oceano aumentou cerca de 0,10 °C no período de 1961 a 2003. Estudos recentes confirmam que a temperatura global do oceano tem aumentado (e g.: Domingues et al., 2008; Lyman e Johnson, 2008; Ishii e Kimoto, 2009; Levitus et al., 2009; Gourestki e Reseghetti, 2010; Lyman et al., 2010). Há evidências claras do aumento do conteúdo de calor nas camadas superiores do oceano (e.g., Roemmich e Gilson, 2009; Carson e Harrison, 2010). Análises de dados de batitermógrafos descartáveis (XBTs) mostram uma tendência de aquecimento global dos oceanos de 0,64 W m⁻² nos primeiros 700 m da coluna de água. Adicionalmente, os dados obtidos até 2000 m de profundidade com os perfiladores Argo (uma rede global de 3000 flutuadores derivantes que medem a temperatura e a salinidade dos primeiros 2000 metros da coluna de água no oceano) sugerem um aquecimento significativo abaixo de 700 m, desde 2003.

Os estudos analisados pelo IPCC-AR4 e outros mais recentes (Leuliette e Miller, 2009; Letetrel et al., 2010; Leuliette e Scharroo, 2010) também apontam para variações no conteúdo de calor e na elevação do nível do mar, em escalas regional e global. Variações nessas propriedades promovem alterações nas características das diferentes massas de água, o que leva a alterações nos padrões de circulação do oceano. Por sua vez, mudanças na circulação oceânica resultam em alterações na forma como o calor e outras propriedades biológicas, físicas e químicas são redistribuídas bem como alterações na circulação atmosférica e padrões de precipitação.

Segundo o IPCC-AR4, importantes massas de água estão se alterando. As "águas modo" (águas de 18 °C referidas como "mode waters" no idioma inglês e traduzidas como "águas modais" por alguns autores brasileiros) do Oceano Sul e as Águas Profundas Circumpolares se aqueceram no período de 1960 a 2000. Essa tendência continua durante a presente década (e.g., Sarmiento *et al.*, 2004; Douglass *et al.*, 2012). Aquecimento similar ocorreu também nas "águas modo" da Corrente do Golfo e da Kuroshio (Kwon *et al.*, 2010; Joyce, 2012) Os giros subtropicais do Atlântico Norte e Sul têm se tornado mais quentes e mais salinos (Durack e Wijffels, 2010; Lumpkin e Garzoli, 2011). Como consequência, é bastante provável que, pelo menos até o final do último século, a Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA) vinha se alterando significativamente em escalas de tempo interanuais a decenais (IPCC-AR4, 2007).

No Atlântico Sul, vários estudos nos últimos anos sugerem variações importantes nas propriedades físicas e químicas das camadas superiores do oceano, associadas com alterações nos padrões da circulação atmosférica (Biastoch *et al.*, 2008, 2009; Lumpkin e Garzoli, 2011; Sato e Polito, 2008). Esses estudos mostram que, como resultado 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 mudanças na salinidade das camadas superiores (Sato e Polito, 2008; Goni *et al.*, 2011). 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 (Goni *et al.*, 2011; Lumpkin e Garzoli, 2011).

Apesar da grande dificuldade de se observar o oceano com a cobertura espacial e temporal necessárias para melhor monitorar e entender suas mudanças e as respostas destas no clima, há de se reconhecer que grande progresso tem sido obtido 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, permitindo interpretações mais confiáveis por mais longos períodos de tempo (e.g., Stott et al., 2008; Hosoda et al., 2009; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijffels, 2010; Helm et al., 2010).

No presente capítulo são apresentados estudos focando diferentes aspectos de mudanças no oceano, com ênfase na região do Atlântico Sul, dos trópicos até latitudes austrais. Especial atenção é dedicada à região oeste do Atlântico Sul e à zona costeira ao longo do continente sul-americano, procurando identificar possíveis mudanças nessas regiões e suas correlações com alterações do clima em grande escala.

3.2 MUDANÇAS DE PROCESSOS NA SUPERFÍCIE DO OCEANO E INTERAÇÃO OCEANO-ATMOSFERA

3.2.1 TROCAS AR-MAR DE CALOR E FLUXOS DE ÁGUA DOCE

O movimento das águas oceânicas resulta predominantemente das trocas de momentum, água e calor na interface ar-mar. O fluxo de momentum (quantidade de movimento), por meio do cisalhamento do vento, é o principal motor da circulação nas camadas superiores do oceano. O aquecimento ou resfriamento

e a maior ou menor salinidade, decorrentes das trocas de calor e água com a atmosfera, fornecem a energia responsável pela circulação termohalina, um importante mecanismo no controle do clima do planeta. Mudanças nesses fluxos ar-mar podem resultar em alterações significativas no sistema de circulação em toda a coluna de água. Em contrapartida, alterações na circulação e nos fluxos ar-mar podem também alterar a temperatura e umidade do ar, com consequências na circulação atmosférica e no ciclo hidrológico. Apesar de sua importância, estimativas dos valores desses fluxos estão sujeitas a uma grande quantidade de erros de difícil correção. De acordo com o AR4 do IPCC (2007) ou mesmo estudos mais recentes (e.g., Gulev et al., 2007; Shaman et al., 2010), não é ainda possível fazer uma avaliação confiável de mudanças antrópicas nos fluxos ar-mar.

Os oceanos cobrem 71% da superfície do planeta, suportam quase a totalidade do ciclo hidrológico do globo (97%) e, sobre sua superfície, ocorrem mais que 80% dos fluxos associados com suas variações (Schmitt, 1995). Esses fluxos fazem parte dos processos de interação entre o oceano e a atmosfera e influenciam diretamente a salinidade na superfície. Desta forma, a distribuição da salinidade nos oceanos reflete o balanço de larga escala do fluxo de água doce que entra e sai do sistema que compõe o ramo marinho do ciclo hidrológico global (Figura 3.1). Na determinação do sinal da salinidade nos oceanos devem ser contabilizados diferentes fatores, tais como: a evaporação (E), a precipitação (P), a descarga de rios e o fluxo total de água doce pela superfície dos continentes, bem como derretimento de gelo marinho e de geleiras continentais. Uma vez introduzidos no oceano, a influência desses fatores pode ser modificada localmente por processos advectivos e de mistura causados pelas correntes oceânicas. Portanto, é de se esperar que mudanças no ciclo hidrológico sejam acompanhadas por flutuações na salinidade em diferentes locais e profundidades.

A salinidade da superfície do mar (SSM) é, em grande parte, regulada pela troca de água entre o oceano e a atmosfera através da evaporação e precipitação. Regiões de alta salinidade são, por via de regra, regiões onde a evaporação supera a precipitação e vice-versa. Outros fatores que contribuem para os padrões de SSM são os efeitos advectivos da circulação oceânica e o derretimento de gelo em altas latitudes. Segundo a relação de Clausius – Clapeyron, a pressão de vapor da água aumenta em cerca de 7% por grau Celsius, a uma temperatura média de cerca de 14 °C. Dessa forma, apesar das incertezas das observações hidrológicas, espera-se que com o aumento da TSM ocorra também uma aceleração do ciclo hidrológico, com modificações e efeitos de retro-alimentação associados com a dinâmica atmosférica (Held e Soden, 2006; Wentz et al., 2007). Estudos baseados em dados globais de salinidade mostram mudanças de salinidade da superfície do mar de forma consistente com o aumento da temperatura do planeta (Boyer et al., 2005a, 2007; Roemmich e Gilson, 2009; Durack e Wijfels, 2010). No Atlântico Sul há também indicações de aumento da salinidade no giro subtropical (Sato e Polito, 2008).

Nas proximidades de 24°S no Atlântico Sul, a termoclina tem se tornado menos salina, com o decréscimo de aproximadamente 0,05 de salinidade, entre 1983 e 2009 (McCarthy et al., 2011). No período anterior (1958 – 1983), foi observado um leve acréscimo de salinidade. Esse decréscimo da salinidade é atribuído a uma intensificação do ciclo hidrológico, em concordância com a observação de um regime de precipitação aumentado na região (Piola, 2010). As observações de salinidade aumentada em regiões com excesso de evaporação e de decréscimo de salinidade em regiões com excesso de precipitação sugerem que essas mudanças constadas por McCarthy et al. (2011) foram causadas por uma amplificação do ciclo hidrológico (Durack e Wijffels, 2010). Entretanto, dados de oxigênio dissolvido sugerem que o aumento de salinidade observado entre 1958 e 1983 no sudeste do Atlântico Sul está associado ao aumento de influência do Oceano Índico através do "vazamento das Agulhas" (McCarthy et al., 2011).

Análises de dados de satélite, observações in situ e dados do projeto PIRATA (Prediction e Research Moored Array in the Tropical Atlantic - programa de monitoramento do Atlântico Tropical por meio de bóias ancoradas) mostram mudanças no giro subtropical do Atlântico Sul associadas às alterações na salinidade da camada superior (Sato e Polito, 2008). Próximo à 38°S esses autores encontraram tendências opostas nas séries de tempo do armazenamento de calor, devido aos efeitos halinos, em cada lado da Zona de Convergência do Atlântico Sul.

3.2.2 TENSÃO DE CISALHAMENTO DO VENTO E FLUXOS DE MOMENTUM

Importantes alterações no padrão de circulação na camada superior do oceano, em resposta a mudanças nos fluxos de momentum associados com a tensão de cisalhamento do vento, têm sido reportadas no Atlântico Sul nos últimos anos (Hurrell e van Loon, 1994; Meehl *et al.*, 1998; Thompson e Wallace, 2000; Sato e Polito, 2008; Lumpkin e Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011). O modo de variabilidade atmosférica mais conhecido pelo acrônimo SAM (Southern Annular Mode, Carvalho *et al.*, 2005) o qual descreve o movimento norte-sul dos ventos de oeste ao redor da Antártica, é um dos padrões dominantes de variabilidade no Hemisfério Sul (e.g., Marshall, 2002). Estudos recentes reportam que esse modo de variabilidade vem sofrendo uma alteração desde a década de 1960, possivelmente devido a um deslocamento para sul e intensificação dos ventos de oeste no Hemisfério Sul (Limpasuvan e Hartmann, 1999; Gille, 2002; Thompson e Solomon, 2002; Marshall, 2003; Cai *et al.*, 2003; Lumpkin e Garzoli, 2011). Essa mudança afeta o transporte meridional de calor, através da modificação do transporte de Ekman e da ressurgência de águas profundas, resultando em um resfriamento e diminuição da salinidade das águas intermediárias (Oke e England, 2004).

Por ser o vento um dos principais forçantes da circulação oceânica, as alterações nos ventos no hemisfério estão afetando a circulação no Atlântico Sul. Por exemplo, o deslocamento para sul do rotacional zero dos ventos de oeste, latitude que define o limite sul do giro subtropical, está causando uma expansão desse giro no Atlântico Sul, com uma migração para sul da confluência Brazil-Malvinas (e.g., Biastoch *et al.*, 2009; Lumpkin e Garzoli, 2011; Goni *et al.*, 2011), que termina por modular a CRMA, mais conhecida como *Meridional Overturning Cell*, ou MOC (Biastoch *et al.*, 2008, 2009; Beal *et al.*, 2011) e a Corrente Circumpolar Antártica (Toggweiler e Samuels, 1995; Gnanadesikan, 1999). Experimentos numéricos com modelos de alta resolução (*eddy-permitting models*) sugerem ainda que o aumento no transporte de Ekman para norte, associado com ventos de oeste intensificados no Hemisfério Sul, é largamente compensado por fluxos turbulentos em direção ao polo, os quais tendem a reduzir anomalias na ressurgência de águas profundas (Farneti e Delworth, 2010).

3.2.3 TEMPERATURA E SALINIDADE DA SUPERFÍCIE DO MAR

O quarto relatório de avaliação do clima do IPCC (IPCC-AR4, 2007) discute mudanças da temperatura da superfície do mar. No Atlântico, conforme mostra a Figura 3.1 (Rayner et al., 2006), é observado um aumento da ordem de 0,5 °C desde a década de 1930. O Atlântico Sul, entretanto, apresenta uma tendência negativa até o final dos anos 60. A partir da década de 1970, também o Atlântico Sul apresenta uma tendência de aumento. É interessante notar que nessa mesma década ocorreu um resfriamento em latitudes médias do Atlântico Norte, com o sinal propagando para sul e norte até meados da década de 1980 (Rayner et al., 2006).



Figura 3.1. Variação temporal entre 1900 e 2005 da média zonal das anomalias de temperatura da superfície do mar entre as latitudes 30°S e 60°N no Atlântico, com relação à media do período de 1961 (Rayner et al., 2006). O Atlântico Sul, que apresentava uma anomalia negativa até o final da década de 1960, passa ter uma anomalia positiva a partir dos anos 70. Por sua vez, o Atlântico Norte apresenta uma anomalia positiva consistente desde os anos 30, exceto por uma anomalia negativa em latitudes médias, a qual se propagou para sul e norte, chegando a atingir o Atlântico Sul por volta de 1980.

A tendência positiva observada a partir da metade do século XX é atribuída primariamente às mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul, as quais provocaram uma intensificação do vórtice polar sul (Rayner et al., 2006). Análise de resultados de estudos numéricos mostra que o aumento de gases de efeito-estufa também contribuiu positivamente para o aumento de TSM observado no Atlântico Sul. Esses resultados também mostram que o crescente efeito-estufa continuará a intensificar o vórtice polar e um aumento generalizado da TSM no Hemisfério Sul (Arblaster e Meehl, 2006).

3.2.4 SÍNTESE

Os estudos mais recentes discutidos nesta Seção são consistentes com a indicação de que a temperatura da superfície do mar no Atlântico tem aumentado nas últimas décadas. No Atlântico Sul, esse aumento é intensificado a partir da segunda metade do século XX, possivelmente associado às mudanças na camada de ozônio sobre o polo Sul e também ao aumento dos gases de efeito-estufa. 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.

3.3 MUDANÇAS NA TEMPERATURA E CONTEÚDO DE CALOR NO ATLÂNTICO SUL

3.3.1 CAMADA SUPERIOR

A Figura 3.2, que sumariza resultados de recentes estudos baseados em um amplo conjunto dados incluindo XBT, Argo e outros, no período 1993 – 2008, mostra 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 W m⁻² (Lyman *et al.*, 2010; Trenberth, 2010). Esses estudos reforçam a percepção geral de que o oceano vem aquecendo de forma consistente com o desequilíbrio radiativo de origem antrópica. Entretanto, Trenberth (2010) chama a atenção para discrepâncias com medidas de radiação no topo da atmosfera, o que sugere algum problema com os dados oceânicos ou com o seu processamento. Pesquisa independente (von Schuckmann *et al.*, 2009), baseada em dados Argo para toda a camada de 0 a 2000 m aponta um aumento do conteúdo de calor da ordem de 0,77±0,11 W m⁻² no oceano global e 0,54 W m⁻² para toda a Terra (linha azul na Figura 3.2). Esse aumento no armazenamento de calor em toda a profundidade coberta pelos flutuadores Argo é um indicativo de que o oceano está se aquecendo abaixo dos 700 m.



Figura 3.2. 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 W m² indica o 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 0,5 m⁻² sugere que uma parte do aquecimento está acontecendo em profundidades superiores a 700 m (Trenberth, 2010).
No Atlântico Sul pouco se sabe a respeito da variação do conteúdo de calor nas camadas superiores do oceano. Análise de dados Argo (não publicadas) parece indicar que o Atlântico Sul e o Índico apresentam uma tendência positiva nos últimos seis anos. Estudos baseados em dados de anomalias da elevação da superfície do mar obtidos por satélite e dados das bóias PIRATA (Arruda *et al.*, 2005) mostram uma tendência positiva na região da retroflexão da Corrente das Agulhas no período de 1993 a 2002.

3.3.2 OCEANO PROFUNDO

Como o oceano recebe calor em sua superfície, o aquecimento das camadas profundas nas regiões de formação das massas de água ocorre nas camadas inferiores do oceano. São duas as regiões mais importantes: o Atlântico Norte, onde é formada a Água Profunda do Atlântico Norte (APAN) e a região ao redor da Antártica, onde é formada a Água de Fundo Antártica (AFA).

A pouca disponibilidade de dados observacionais nas regiões profundas, em escalas de tempo mais longas e espacialmente coerentes, e a predominância de modos de variabilidade naturais no Atlântico Norte dificultam a determinação de tendências de longo termo na quantidade de calor nas camadas inferiores do oceano. No Oceano Sul, entretanto, há indicações de que grande parte da coluna de água se aqueceu entre 1992 e 2005 (Johnson, 2008; Purkey e Johnson, 2010). O aquecimento da AFA é mais acentuado abaixo dos 3000 m (Johnson, 2008). Medidas no Canal de Vema mostram uma tendência de aquecimento da AFA no período entre 1990 e 2006 (Zenk e Morozov, 2007).

3.3.3 TRANSPORTE MERIDIONAL DE CALOR

A circulação termohalina global é um dos mecanismos responsáveis pela manutenção do clima, através da redistribuição de calor entre as diferentes bacias e latitudes do planeta. No Atlântico, a circulação termohalina tem a característica de uma correia transportadora, conduzindo calor de sul para norte, nas camadas superiores. O comportamento temporal do transporte de calor na direção norte-sul (meridional) é, portanto, um importante indicador de variabilidade e/ou mudança do clima.

No Atlântico Norte, desde 2004 tem havido um esforço multinacional para monitorar o transporte meridional de calor, através da manutenção de uma rede observacional em uma seção transversal ao longo de 26,5°N (*Rapid/MOCHA Array*) (Cunningham et al., 2007; Kanzow et al., 2007; Kanzow et al., 2010). Dados coletados nessa seção mostram intensas variabilidades em escala sazonal, mas dado o curto comprimento dessa série de dados, a determinação de uma tendência de longo período é praticamente impossível.

No Atlântico Sul a situação é ainda mais precária. Somente nos últimos dois anos deu-se início à implementação de uma rede transoceânica para o monitoramento da célula meridional do Atlântico ao longo de 34,5°S (Rede SAMOC, http://www.aoml.noaa.gov/phod/samoc).

3.3.4 SÍNTESE

Há um aumento da quantidade de calor armazenado nas camadas superiores do oceano (de 0 a 2000 m) (e.g., Trenberth, 2010). Nas camadas inferiores não há resultados mais conclusivos, a não ser a indicação de um possível aumento da temperatura (e conteúdo de calor) na Água de Fundo Antártica. Estudos sobre tendências de longo período no transporte meridional de calor são também bastante incipientes e inconclusivos.

3.4 MUDANÇA DE SALINIDADE E CONTEÚDO DE ÁGUA DOCE

O conhecimento dos padrões de variabilidade da salinidade é essencial para se obter uma descrição detalhada da circulação oceânica em todas as escalas. Isto porque a salinidade é uma variável que, juntamente com a temperatura, afeta a densidade da água do mar e os padrões de circulação oceânica associados a ela. Seu papel tem sido reavaliado nos últimos anos e foi amplamente constatado como sendo um elemento fundamental para uma completa descrição, entendimento e previsibilidade das mudanças da circulação oceânica em escalas interanuais e decenais (Schmitt, 1995; Schimitt, 2008).

O painel esquerdo da Figura 3.3 mostra a distribuição média da salinidade na superfície do oceano Atlântico obtida através do processamento de 50 anos de dados, entre 1950 e 2000 (Durack e Wijffels, 2010). Em termos de trocas de massa na superfície, observa-se que a região próxima ao equador apresenta valores menores de salinidade (< 36), pois corresponde à região onde ocorre dominância da precipitação sobre evaporação. Por outro lado, as regiões tropicais que são caracterizadas por alto índice de evaporação coincidem com máximos de salinidade na superfície (> 37).



Figura 3.3. Média climatológica da salinidade de superfície entre 1950 a 2000 (esquerda). Tendência de 50 anos da salinidade de superfície para o período todo [(50 anos)-1] (direita). Adaptado de Durack e Wijffels (2010).

3.4.1 MUDANÇAS NAS CAMADAS SUPERIORES

Alterações no ciclo hidrológico global são previstas como consequência das alterações climáticas de origem antrópica (Held e Soden, 2006; Solomon et al., 2007). Dentro de um cenário de aquecimento global, o aumento da temperatura na troposfera poderá acarretar um aumento da capacidade de armazenar e transportar vapor d'água (Emori e Brown, 2005; Bindoff et al., 2007; Meehl et al., 2007; Trenberth et al., 2007), fazendo com que haja um aumento da amplitude do ciclo hidrológico, i.e., aumento de evaporação em regiões dominadas por processos de evaporação e mais chuvas em regiões dominadas pela precipitação (Durack e Wijffels, 2010). Consequentemente, essa amplificação dos processos de superfície irá afetar o sinal da salinidade nos oceanos. Portanto, a detecção de mudanças na salinidade nos oceanos é um indicador das tendências no sinal da precipitação e evaporação instrumental para inferências sobre mudanças no ciclo hidrológico.

Os estudos de Antonov et al. (2002) e Boyer et al. (2005a) constataram que as águas de superfície dos trópicos e subtrópicos se tornaram mais salgadas enquanto que as águas de altas latitudes se tornaram mais doces durante a segunda metade do século XX. A análise de dados globais de salinidade realizada por Boyer et al. (2005a) mostra evidências de mudanças de longo termo da salinidade e do fluxo de água doce na região dos giros oceânicos e em escalas de bacia nos últimos 50 anos. Tendências da salinidade das camadas próximas à superfície mostram que regiões geralmente dominadas por evaporação apresentam aumento de salinidade em todas as bacias oceânicas. Em regiões de alta latitude, em ambos os hemisférios, as águas superficiais que são normalmente associadas com maior precipitação mostram tendências de diminuição da salinidade (Antonov et al., 2002; Boyer et al., 2005b). Apesar de não ser um fator determinante, o derretimento do gelo, a advecção e as mudanças na célula de revolvimento meridional também podem contribuir para as anomalias na salinidade (Häkkinen, 2002).

Análise de dados obtidos no período de 1950 a 1990, entre 50°S e 60°N, evidencia uma diminuição da salinidade próxima às regiões polares e um grande aumento de salinidade nas camadas superiores das regiões tropicais (Curry et al., 2003). Nas camadas superiores (acima de 500 m), verificou-se uma tendência de aumento de 0,1 a 0,4 entre as latitudes de 25°S a 35°N. Ao sul de 25°S registrou-se uma tendência de diminuição da salinidade, com um decréscimo de 0,2 psu. Análise de arquivos históricos e dados do programa Argo mostram aumento da salinidade em regiões dominadas pela evaporação e diminuição naquelas onde a precipitação predomina (Durack e Wijffels, 2010). Isto indica que as tendências da salinidade ocorrem em resposta à amplificação do ciclo hidrológico.

Essas alterações da salinidade podem também indicar mudanças da dinâmica da circulação dos oceanos. Cálculos da anomalia do calor armazenado no Atlântico Sul, separando-se as contribuições termostéricas e halostéricas, sugerem tendências opostas devido a efeitos halinos, em cada lado da Corrente do Atlântico Sul (Sato e Polito, 2008). Do lado norte há uma tendência de decréscimo na contribuição halostérica, o que implica em uma tendência de diminuição da altura da superfície em escalas interanuais, possivelmente devido ao aumento da salinidade da Corrente do Brasil. Ao sul, os cálculos apontam para uma tendência de elevação, em decorrência de diminuição da salinidade da Corrente das Malvinas. Essas tendências opostas de variação da altura contra o gradiente médio de pressão em cada lado da corrente implicam em uma diminuição das velocidades geostróficas (Goni e Wainer, 2001).

3.4.2 MUDANÇAS NAS REGIÕES PROFUNDAS

Curry et al. (2003) observaram uma tendência média de diminuição de salinidade ao norte de 40°N de 0,03 psu em águas profundas associadas às massas d'água do Mar do Labrador (AML) e uma diminuição da salinidade de 0,02 psu, na Água Intermediária da Antártica (AIA), no Atlântico Sul. Esse estudo mostra ainda que para uma faixa entre 30°N e 40°N, há um aumento na salinidade de 0,05 psu na massa água do Mar do Mediterrâneo. Durack e Wijffels (2010) também apresentam uma análise da variação da salinidade desde a superfície até 2000 m de profundidade no Atlântico.

Dados obtidos em seções transatlânticas cobrindo toda a profundidade do oceano indicam que a região da termoclina tem se tornado menos salina (em que latitudes?), com diminuição de 0,05 psu de salinidade entre 1983 e 2009 (McCarthy *et al.*, 2011). Em período anterior, entre 1958 e 1983, esses mesmos dados indicam um aumento na salinidade de 0,03 psu. A tendência de diminuição de salinidade no segundo período, que ocorreu consistentemente ao longo de toda a seção, reverteu a tendência de aumento do primeiro período. Os resultados da análise indicam que a diminuição da salinidade está relacionada com a intensificação do ciclo hidrológico. O aumento na salinidade pode ser também explicado com o aumento do vazamento da Corrente das Agulhas na forma de anéis que trazem águas mais salinas do Oceano Índico para o Atlântico (Biastoch *et al.*, 2009).

3.4.3 CONTRIBUIÇÃO DE DESCARGAS FLUVIAIS NO ATLÂNTICO SUL

O ciclo hidrológico sobre os continentes conta com um excesso de precipitação sobre a evaporação. Esse excedente de volume de água doce chega aos oceanos via descarga fluvial e é transportado para fora de sua região de origem pelas correntes oceânicas. A descarga fluvial total no Atlântico é de 0,608 Sv (1 Sv = $1x10^6$ m³ s⁻¹) (Dai e Trenberth, 2002). A amplitude do ciclo sazonal é de 0,27 Sv, ou seja, 44% da média, com máximo em maio e mínimo em dezembro, aproximadamente em fase com a variação na descarga do Rio Amazonas (Dai e Trenberth, 2002).

Estudos baseados em dados do GRDC (Global Runoff Data Center) e outros mostram uma tendência linear negativa na descarga global de água doce nos oceanos (Dai et al., 2009). Embora não seja uma tendência significativa, o coeficiente de correlação entre a série analisada e o índice El Niño 3,4 é de 0,50 (Referencia). Essa correlação se deve à mudança na taxa de precipitação induzida pelo El Niño, sendo que a correlação entre a descarga total no Atlântico e a precipitação nas bacias a ele associadas é de 0,58.

3.4.4 SÍNTESE

Há indicações que a salinidade do Oceano Atlântico Tropical e Equatorial está aumentando nas últimas décadas (Curry et al., 2003; Donners e Drijfhout, 2004; Boyer et al., 2005a; Durack e Wijffels, 2010). Este aumento é mais pronunciado nas camadas acima da termoclina, porém também se manifesta de forma relativamente clara no oceano profundo (Donners e Drijfhout, 2004).

Em altas latitudes, onde se formam as massas d'água que ocupam o fundo dos oceanos globais, nota-se uma diminuição de 0,1 a 0,5 psu de salinidade ao norte de 45°N, da superfície até o fundo (Curry et al., 2003). Já no Hemisfério Sul, também há evidências de redução da salinidade, porém esta restringe-se aproximadamente aos primeiros 500 m do oceano (Curry et al., 2003).

Em médias latitudes no Hemisfério Sul, múltiplos estudos (e.g., Sato e Polito, 2008; Durack e Wijffels, 2010; McCarthy et al., 2011) apontam para um aumento da salinidade associada do lado norte da Corrente do Atlântico Sul, dentro do giro subtropical, e diminuição da salinidade ao sul da mesma. A conseqüência da variação halostérica é uma redução do fluxo para leste, desacelerando o giro.

Não é observada tendência significativa na descarga fluvial no Atlântico. Portanto, as mudanças descritas acima aparentemente se devem às (i) mudanças na componente E - P sobre os oceanos e (ii) alterações no processo de formação de águas de fundo em altas latitudes.

A falta de dados e baixa significância estatística de alguns dos resultados obtidos por esses estudos especialmente no Atlântico Sul demonstram que, para a determinação das mudanças da salinidade, é fundamental estabelecer programas observacionais de longa duração no oceano profundo.

3.5 ALTERAÇÕES NA CIRCULAÇÃO E MASSAS DE ÁGUA

3.5.1 CIRCULAÇÃO GERAL E VARIABILIDADE CLIMÁTICA DO OCEANO ATLÂNTICO SUL

O Oceano Atlântico Sul é marcado pela sua circulação média caracterizada pelo giro anticiclônico fechado, chamado Giro Anticiclônico do Atlântico Sul (Peterson e Stramma, 1991). Esse giro é mantido pela circulação geostrófica forçada pela ação dos ventos na superfície do mar, sendo muito semelhante em forma e extensão ao giro atmosférico subtropical que domina o Oceano Atlântico Sul.

Na sua borda ocidental, paralelo ao continente sul-americano, o Giro Anticiclônico é delimitado pela Corrente do Brasil (CB). Como limite sul, o giro tem a região conhecida como Frente Subtropical (FST), na qual a circulação oceânica é dominada por um sistema de correntes chamado de Corrente do Atlântico Sul, ou Corrente Sul-Atlântica (CSA). Quando se aproxima do continente africano, a CSA se divide e a maior parte do seu transporte é dirigida para norte através da Corrente de Benguela que, por sua vez, alimenta a Corrente Sul Equatorial (CSE). A CSE segue em direção ao Nordeste do Brasil, onde também se bifurca gerando um ramo para sul que é a CB e outro para norte que é a Corrente Norte do Brasil (CNB).

A Corrente Sul Equatorial transporta uma mistura de águas formadas ao sul da região de confluência das Correntes do Brasil e das Malvinas com águas transportadas do Índico para o Atlântico, através dos anéis e filamentos na região de retroflexão da Corrente das Agulhas, ao Sul da África. Essa mistura de águas contribui para o ramo superior da Célula Meridional do Atlântico - CMA (Peterson e Stramma, 1991).

A circulação oceânica é um dos mecanismos principais na redistribuição de calor no planeta. Isso, associado com a alta capacidade térmica da água, faz com que o oceano desempenhe um papel de importância crucial para o sistema climático.

3.5.2 VENTILAÇÃO E FORMAÇÃO DE MASSAS DE ÁGUA

Mudanças nas características de massas de água na região subtropical do Atlântico Sul podem ter impactos substanciais na temperatura de superfície do Atlântico Norte, sobre a atmosfera e na célula meridional de circulação do Atlântico Sul (Weijer et al., 1999, 2002; Graham et al., 2011). Análises de dados hidrográficos históricos têm revelado que de 1955-1969 para 1985-1999 as camadas superiores do Oceano Atlântico entre 25°S e o equador se tornaram mais salgadas em cerca de 0,05 psu a 0,5 psu (Curry et al., 2003). Em contraste, águas sub-termoclínicas e sub-polares entre 45°S e 10°S têm se tornado menos salinas, em cerca de 0,05 psu a 0,1 psu. Tendências similares na temperatura e salinidade do oceano são observadas quando dados recentes dos flutuadores Argo (2004-2008) são comparados com dados hidrográficos históricos (Roemmich e Gilson, 2009). As mudanças observadas são consistentes com a evidência de aquecimento recente de águas mais densas ao sul de 50°S (Y > 27,5 kg m⁻³, onde Y representa a "anomalia de volume específico", ou seja, a diferença entre o volume de água do mar em qualquer ponto do oceano e o volume específico da água do mar com salinidade 35 partes por mil e temperatura 0 °C, sob a mesma pressão) e resfriamento de águas mais leves (27,0 > Y > 27,2 kg m⁻³) mais ao norte (Gille, 2002; Böning et al., 2008). Similarmente, redução de salinidade de forma coerente em toda a bacia tem sido observada ao longo de 24°S em toda a termoclina no período 1983-2009 (McCarthy et al., 2011). O afloramento de inverno dessas águas reflete uma região de precipitação aumentada (Piola, 2010). A observação de salinidade aumentada sobre regiões com excesso de evaporação e salinidade diminuída sobre regiões com excesso de precipitação sugere que essas mudanças são causadas por uma amplificação do ciclo hidrológico (Durack e Wijffels, 2010). Entretanto, dados de oxigênio dissolvido sugerem que o aumento de salinidade observado de 1958 a 1983 no leste do Atlântico Sul está associado ao aumento de influência do Oceano Índico através do aumento do "vazamento das Agulhas" (McCarthy et al., 2011).

3.5.3 ALTERAÇÕES NO "VAZAMENTO DAS AGULHAS", GIRO SUBTROPICAL E NA CÉLULA MERIDIONAL DO ATLÂNTICO

Conforme discutido na Seção 3.2.2, existem evidências observacionais e de modelagem indicando que o Módulo Anular do Sul, o padrão de variabilidade interanual predominante dos ventos no Hemisfério Sul, está mudando em direção a uma fase mais positiva, associado com o aumento e deslocamento para sul dos ventos de oeste neste hemisfério (Gille, 2002; Thompson e Solomon, 2002; Cai *et al.*, 2003). Mudanças nos ventos de oeste no Hemisfério Sul podem modular a amplitude da célula meridional (Toggweiler e Samuels, 1995; Gnanadesikan, 1999) e o transporte da Corrente Circumpolar Antártica (CCA). Testes recentes desse efeito usando modelos com resolução de vórtices oceânicos sugerem que o aumento para norte do transporte de Ekman associado com o aumento dos ventos de oeste no Hemisfério Sul é largamente compensado com fluxos turbulentos de meso-escala em direção ao polo, os quais também tendem a reduzir anomalias na ressurgência de águas profundas (Farneti e Delworth, 2010). Muito embora mudanças nos ventos de oeste pareçam ter impacto reduzido no transporte da CCA e na Corrente das Malvinas (eg.: Fetter e Matano, 2008), as variabilidades na intensidade e no rotacional do vento sobre o Atlântico Sul podem ter impactos sobre a penetração para sul da Corrente do Brasil, o transporte do Giro Subtropical do Atlântico Sul e o aporte de águas do Oceano Índico através da Corrente das Agulhas. Simulações numéricas de alta resolução sugerem que o último, o "vazamento das Agulhas", pode estar aumentando em resposta ao deslocamento para sul do forçante do vento, contribuindo para a salinização do Atlântico Subtropical Sul, com impactos na célula meridional do Atlântico (Biastoch et al., 2009).

3.6. ALTERAÇÕES NOS PADRÕES DE VARIABILIDADE ESPACIAL E TEMPORAL DO OCEANO

Modos de variabilidade climática são padrões espaciais e temporais dominantes de variabilidade climática, causados por processos físicos naturais decorrentes das interações entre a atmosfera e a Terra, oceanos e a criosfera – as partes geladas do globo terrestre. Um melhor entendimento desses modos é essencial para distinguir seus efeitos nas variações globais e regionais de temperatura e precipitação daqueles associados com mudanças climáticas antrópicas – ver também capítulo 2. Além disso, é fundamental entender como as mudanças climáticas antrópicas podem alterar esses modos de variabilidade climática e, consequentemente, as anomalias de temperatura atmosférica e precipitação.

3.6.1 PRINCIPAIS MODOS DE VARIABILIDADE DOS OCEANOS RELEVANTES PARA O BRASIL

Os modos de variabilidade climática relacionados com variações dos oceanos mais relevantes para o clima do Brasil são: *El Niño*-Oscilação Sul (ENSO, sigla em inglês para *El Niño*-Southern Oscillation), modo zonal do Atlântico, modo meridional do Atlântico Tropical e modo dipolo subtropical do Atlântico Sul.

O ENSO é caracterizado por um aquecimento ou resfriamento anormal das águas do Oceano Pacífico Equatorial Leste. No primeiro caso, é denominado *El Niño* e no segundo, recebe o nome de *Lal Niña*. Essas alterações da TSM deflagram uma série de mudanças na circulação atmosférica, que afetam o clima de várias regiões do mundo. Modo dominante de variabilidade global em escala interanual, o *ENSO* responde por boa parte dela no que diz respeito à cobertura de nuvens, às temperaturas globais extremas, às alterações nos padrões de precipitação e à taxa de retirada de calor e CO² da atmosfera pelos oceanos (Bousquet *et al.*, 2000; Jones *et al.*, 2001; Trenberth *et al.*, 2002; Curtis e Adler, 2003; England *et al.*, 2014). No Brasil, eventos de *El Niño* causam secas no Norte e no Nordeste, e chuvas intensas ou até mesmo enchentes, no Sudeste e Sul. Em contrapartida, os eventos *Lal Niña* ocorrem, quase sempre, associados a episódios de seca, no Sudeste e no Sul, e de precipitação acima da média, no Norte e no Nordeste (Grimm, 2003).

O modo zonal do Atlântico é considerado o principal modo de variabilidade do Atlântico Tropical análogo ao Pacifico Niño e, por esta razão, chamado de Atlântico Niño (Figura 3.4a). É caracterizado por anomalias quentes ou frias de TSM na região da língua fria do Atlântico Equatorial Leste e controlado por processos oceânicos (Zebiak, 1993; Keenlyside e Latif, 2007).

Já o modo meridional do Atlântico Tropical é caracterizado por gradiente de anomalias de TSM meridional: em sua fase positiva apresenta águas mais quentes do que o normal no Atlântico Norte Tropical, e águas mais frias no Atlântico Sul Tropical, e vice-versa na fase negativa (Figura 3.4b). Acreditase que esse modo seja controlado pela atmosfera (Chang et al., 1997) e, também, a fonte principal de variabilidade em escalas interanual e decenal. Geralmente, a ocorrência de uma fase positiva do modo meridional impede o deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) para Sul, inibindo chuvas sobre o Norte e o Nordeste brasileiros. A ocorrência de anomalias frias no Atlântico Equatorial – o Atlântico *Niño* – exacerba esta situação de seca. Já o modo dipolo subtropical do Atlântico Sul é o principal modo de variabilidade desse oceano em escalas de tempo interanual e decenal (Figura 3.4c). Caracteriza-se por anomalia de TSM com sinais opostos entre polos equatorial e outro, subtropical, ambos separados por uma linha fictícia ao longo de 30° S (Venegas et al., 1997; Wainer e Venegas, 2002; Sterl e Hazeleger, 2003). Uma fase positiva deste modo, com anomalias positivas de TSM no polo equatorial acompanhadas por anomalias negativas no polo subtropical, provoca o deslocamento da ZCIT para Sul e acarreta chuvas no Norte e no Nordeste do Brasil (Haarsma et al., 2003).

3.6.2 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCE-ANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS NO *ENSO*

Evidências observacionais recentes sugerem que eventos canônicos de *El Niño*, com aquecimento no Leste do Pacífico Equatorial, estão ficando menos frequentes e que, outro tipo de *El Niño*, com aquecimento no centro do Pacífico Equatorial, chamado *Modoki*, está ficando mais comum nas últimas décadas (Ashok et al., 2007; Ashok e Yamagata, 2009). A ocorrência de *El Niño* canônico diminuiu de 0,21 ao ano no período de 1870 a 1990 para 0,11 ao ano no período de 1990 a 2007. Já os eventos *El Niño* Modoki aumentaram de 0,05 ao ano para 0,41 ao ano nos mesmos períodos (Yeh et al., 2009).

Comparações entre as simulações feitas para os séculos XX e XXI, nas quais a concentração de CO₂ é mantida constante e igual a 700 ppm – partes por milhão –, conforme projeção de mudanças climáticas A1B – um dos possíveis cenários construidos pelo IPCC acerca da evolução das emissões de gases do efeito estufa –, sugerem maior frequência da ocorrência de El Niño Modoki (Yeh et al., 2009). Acreditava-se que esta alteração estivesse ligada à mudanças ocorridas no estado básico dos oceanos, causadas pelo aquecimento global, em particular, na estrutura da termoclina do Pacífico Equatorial. A profundidade média desta última diminuiria no Pacífico Oeste, e aumentaria no Pacífico Leste, devido à redução dos ventos alísios e ao enfraquecimento da circulação de Walker, provocados pelo aquecimento global. Tal circunstância propiciaria maior variabilidade de TSM no Pacífico Equatorial Central; mas não na sua porção leste. Porém, isto não foi o observado, houve uma intensificação dos alísios no Pacífico na última década que levou a maior ocorrência de eventos de Lal Niña e El Niño Modoki (England et al., 2014).

Resultados otidos por Rodrigues *et al.* (2011) sugerem que, eventos de *El Niño* são os responsáveis pelo desenvolvimento das anomalias de TSM no Atlântico. Estas, por sua vez, junto com as mudanças na circulação atmosférica causadas pelo próprio *El Niño*, determinam o padrão de precipitação sobre o Brasil. Assim, *El Niños Modoki* causam anomalias de TSM positivas no Atlântico Sul Tropical e, negativas no Atlântico Sul Subtropical, como se pode observar à Figura 3.5. Tal padrão configura a fase negativa do dipolo do Atlântico Sul. Observou-se que, das onze fases negativas do dipolo do Atlântico Sul estabelecidas no período de 1950 a 2005, nove ocorreram em anos de *El Niño Modoki*. Verificou-se também que, durante estes eventos, a língua de água fria do Atlântico não se desenvolveu – fase positiva do Atlântico *Niño* – ao mesmo tempo em que as anomalias de TSM no Atlântico Norte Tropical foram negativas, estabelecendo, assim, uma fase igualmente negativa do modo meridional. Foltz e McPhaden (2010) confirmaram a existência da interação entre os modos zonal – Atlântico *Niño* – e meridional no Atlântico Tropical. Consequentemente essas anomalias de TSM no Atlântico tropical permitem que a ZCIT mova-se para Sul, e traga chuvas ao Norte e Nordeste do Brasil.

Já os eventos *El Niño* canônico causam anomalias de TSM negativas no Atlântico Sul Tropical e, positivas, no Atlântico Norte Tropical, impedindo que a ZCIT se movimente para Sul e cause chuvas no Nordeste. Nota-se que os padrões de precipitação sobre o Brasil, em anos nos quais se registrou esse tipo de fenômeno, são opostos aos verificados naqueles em que ocorreram eventos de *El Niño Modoki*, o que se pode observar nos painéis à direita, na Figura 3.5. Isto também se aplica, a eventos *Lal Niña* (Rodrigues e McPhaden, 2014). No passado, as secas ocorridas no Sul e/ou no Sudeste em anos de eventos *Lal Niña*, eram acompanhadas por chuvas intensas no Norte e/ou no Nordeste. Porém, nos últimos eventos *Lal Niña*, registrados em 2007/08 e 2010/11, se observou uma inversão destes padrões sobre o Brasil.

Considerando que a maioria dos eventos extremos no Brasil está relacionada ao *El Niño* e ao *Lal Niña*, essas mudanças de comportamento do *ENSO* são extremamente importantes. Se o aumento da frequência de *El Niño Modoki* devido ao aquecimento global prosseguir, de acordo com Rodrigues et al. (2011), haverá o desenvolvimento mais frequente de:

1) fases negativas do modo dipolo do Atlântico Sul – ou seja, polo equatorial quente e polo subtropical frio;

2) anomalias quentes de TSM no Atlântico Equatorial, caracterizando uma fase positiva do Atlântico Niño;

3) anomalias menos quentes ou neutras de TSM no Atlântico Norte Tropical, caracterizando uma fase negativa do modo meridional, em que o gradiente de TSM é negativo.

Esses padrões de TSM favorecem precipitações acima ou na média sobre o Nordeste brasileiro e mais chuvas sobre o Sudeste e o Sul do Brasil, como exibido à Figura 3.5. Porém, ainda não se tem uma previsão do que acontecerá com os eventos de *Lal Niña* que, potencialmente terão o efeito oposto e já foram mais frequentes na última década (England et al., 2014). Os últimos eventos de *Lal Niña*, ocorridos em 2005/06 e 2010/11, já acarretaram secas extremas na Amazônia (Lewis et al., 2011), tendo a primeira delas sido considerada evento que se repete a cada 100 anos (Marengo et al., 2008). Duas estiagens de comparáveis magnitudes porém, já ocorreram em um intervalo de três anos (Lewis et al., 2011; Marengo et al., 2011). E a *Lal Niña* de 2011/12 causou a pior seca no Nordeste brasileiro dos últimos 30 anos.

O estudo observacional recente de Tokinaga e Xie (2011) já confirmou o enfraquecimento da língua de água fria do Atlântico – o *Niño* do Atlântico. Em outras palavras, os autores descobriram que a TSM tem aumentado no Atlântico equatorial leste nas últimas 6 décadas. Esse aumento teve uma taxa de 1,5°C em 60 anos no núcleo da referida língua, analisando apenas os dados de inverno austral, a estação em que este modo atinge seu pico. Esse aquecimento do Atlântico Equatorial Leste levou a uma maior convecção atmosférica nesta região e à redução dos ventos alísios sobre o oceano, principalmente no inverno austral, quando eles normalmente se intensificariam. Como os autores não acharam relação entre essas mudanças e variações da circulação termoalina, acredita-se que o fenômeno possa estar relacionado a alterações em eventos de *ENSO*.

Morioka et al. (2011) também mostraram que, depois do *El Niño* canônico de 1997/98, fases negativas do dipolo subtropical do Atlântico Sul foram mais frequentes, mas como o número total desses eventos é pequeno não se pode estabelecer tendência estatisticamente significativa.

3.6.3 ALTERAÇÕES DOS MODOS DE VARIABILIDADE DAS PORÇÕES TROPICAL E SUL DO OCE-ANO ATLÂNTICO DEVIDAS A MUDANÇAS EM SUA CIRCULAÇÃO TERMOALINA

Embora partes da circulação termoalina no Oceano Atlântico exibam considerável variabilidade decenal, dados observacionais não sustentam a existência de tendência estatística coerente a esse respeito (Carton e Hakkinen, 2011). Há, porém, indícios de que as mudanças climáticas possam gerar a sua desaceleração (Gregory et al., 2005).

Alguns trabalhos com modelos numéricos já mostraram que a diminuição – ou até a interrupção – da circulação termoalina pode ocasionar alterações nos modos de variabilidade do Atlântico. Haarsma *et al.* (2008) mostraram que, com o colapso da circulação referida, a resposta de TSM seria caracterizada por uma fase negativa do modo meridional, isto é, anomalias de TSM frias no Atlântico Norte Tropical acompanhadas por TSM quentes no Atlântico Sul Tropical.

Além disso, as características do modo zonal – o *Niño* do Atlântico – seriam alteradas, a língua de água fria se enfraqueceria e sua variabilidade interanual ficaria reduzida. Por outro lado, a variabilidade na região de ressurgência de Benguela aumentaria. Em consequência de tais alterações de TSM, a precipitação aumentaria sobre o Norte e o Nordeste, com a migração para Sul da ZCIT, principalmente no inverno austral.

Por outro lado, de acordo com Haarsma et al. (2011), apenas a interrupção da entrada de águas do Oceano Índico no Atlântico – a rota quente do braço superior da circulação termoalina no Atlântico – geraria um resfriamento do Atlântico Sul. Isto se deve ao fato de que, a entrada de águas do Índico acontece através da retroflexão da Corrente das Agulhas, no sul da África, que acaba soltando anéis ou vórtices que se propagam para o Atlântico (Beal *et al.*, 2011). Como as águas provenientes do Oceano Índico aprisionadas nesses anéis são mais quentes e salinas, interrompida sua entrada, o Atlântico se resfriaria. O impacto disso resultaria em gradiente meridional positivo de TSM no Atlântico Tropical, o que empurraria a ZCIT para Norte, causando secas, nas regiões Norte e Nordeste do Brasil.

Porém, estudos recentes baseados em observações e modelos diversos, mostraram que houve uma migração para Sul do sistema de ventos sobre o Atlântico Sul, principalmente dos cinturões de ventos de Oeste, ocasionando um aumento da entrada de águas do Oceano Índico no Atlântico e não, uma diminuição (Biastoch *et al.*, 2008, 2009). Tais efeitos provocaram o aquecimento e a salinização do Atlântico Sul. Curry e Mauritzen (2005), assim como Sato e Polito (2008), já constataram elevação da temperatura e intensificação da salinidade nas camadas superiores, situadas a profundidade de até 1.000 metros do citado oceano, nas últimas décadas. Ambas as mudanças nos ventos e nas características termoalinas do Atlântico, por sua vez, podem ter modificado os modos de variabilidade do Atlântico Sul – mas, estudos observacionais ainda não foram conduzidos e conclusões a esse respeito não podem ser tiradas.

3.6.4 SÍNTESE

Há fortes indícios de mudança nas características dos eventos de *El Niño* no Oceano Pacífico durante as últimas décadas. Desde o forte evento canônico de 1997/98, todas as demais ocorrências do *El Niño* foram do tipo *Modoki* (Yeh et al., 2009). Como consequência, houve um enfraquecimento da alta pressão do Atlântico Sul que acarretou:

1) fases negativas do modo dipolo subtropical do Atlântico Sul – ou seja, polo equatorial quente e, subtropical, frio;

2) anomalias quentes de TSM no Atlântico Equatorial, caracterizando uma fase positiva do modo zonal, isto é , Atlântico *Niño*; e

3) anomalias menos quentes ou até neutras no Atlântico Norte Tropical, caracterizando fase negativa do modo meridional – com gradiente meridional de TSM negativo, portanto.

Tais padrões de TSM relacionadas ao *El Nino Modoki* favoreceram precipitações acima ou na média sobre o Norte e o Nordeste brasileiros e menos chuvas nas regiões Sul e Sudeste do Brasil. Eventos *Lal Niña* também apresentaram alterações gerando respostas na precipitação sobre o Norte e Nordeste contrárias àquelas para os eventos de *El Niño Modoki* (Rodrigues e McPhaden, 2014).

Em termos dos efeitos das mudanças climáticas na circulação termoalina do Atlântico, observações e modelos apontam para um enfraquecimento da sua célula meridional, mas um fortalecimento no vazamento das Agulhas. O impacto de ambos seria o mesmo no Atlântico Sul em termos de aumento de temperatura e da salinidade. No entanto, inexistem estudos observacionais que possam definir o efeito de tal processo sobre os modos de variabilidade e as consequentes alterações nos padrões de precipitação sobre o Brasil.



Figura 3.4. Anomalias de TSM (em °C) para o período de 1950 a 2010: (a) Modo zonal do Atlântico Tropical, obtido a partir da primeira função empírica ortogonal ou 1o EOF de TSM; (b) Modo meridional do Atlântico Tropical, obtido a partir da 10 EOF combinada de TSM e cisalhamento do vento; (c) Modo dipolo subtropical do Atlântico Sul, obtido a partir da 1º EOF combinada de TSM e pressão ao nível médio do mar. Os dados de TSM foram extraídos do produto Extended Reconstructed Sea Surface Temperature – ERSST (Smith et al., 2008). Os dados de cisalhamento do vento e pressão ao nível médio do mar foram obtidos do produto de reanálise do National Center for Environment Prediction-National Center for Atmospheric Research NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996).



Figura 3.5. Anomalias de TSM (° C) em dezembro-janeiro-fevereiro (DJF) e de precipitação (em milímetros por dia) em março-abril-maio (MAM) para eventos de *El Niño* canônico – representados nos painéis superiores – e para eventos de *El Niño Modoki* – como vistos nos painéis de baixo. DJF é a estação do ano em que os eventos de *El Niño* atingem seu pico – a fase matura. MAM é o periodo chuvoso do ano sobre o Norte e o Nordeste quando o *El Niño* exerce grande influência sobre precipitação no Brasil. Adaptado de Rodrigues *et al.* (2011).

3.7 ALTERAÇÕES NO NÍVEL DO MAR E NA FREQUÊNCIA DE EXTREMOS NA MARÉ METEO-ROLÓGICA

Há muita expectativa acerca da possibilidade de inúmeras cidades próximas ao mar ao longo do globo sofrerem consequências diretas com as alterações no nível médio do mar associadas às mudanças climáticas. Ao considerar a variabilidade do nível do mar em escala de tempo geológica com a configuração atual das cidades ao longo do globo, um aumento hipotético de 25 metros no nível médio dos oceanos globais poderia afetar hoje em dia pelo menos 1 bilhão de pessoas (e.g., http://colli239.fts. educ.msu.edu/2007/10/15/sea-level-rise-of-25-meters-would-displace-about-1-billion-people-2007/). Mesmo não atingindo aumentos tão elevados, um aumento de apenas 1 metro no nível médio do mar em escala global afetaria inúmeras localidades como áreas situadas abaixo do atual nível do mar, como é o caso dos Países Baixos no norte da Europa, assim como ilhas tropicais que podem ser permanentemente inundadas. No Brasil, muitas cidades da orla marítima são totalmente vulneráveis a este tipo de influência, inclusive capitais de vários Estados da Federação (Neves e Muehe, 2008). Estimativas encontradas na literatura são: Recife (1946-1987) – 5,43 cm/déc (cm por década); Belém (1948-1987) -3,50 cm/déc; Cananéia-SP (1954-1990) – 4,05 cm/déc; Santos-SP (1944-1989) – 1,13 cm/déc. (Harari e Camargo, 1994; Harari et al., 1994; Mesquita et al. 1995, 1996).

Com o aumento do nível médio do mar, é possível associar ocorrências de eventos extremos de inundações nas regiões costeiras mais frequentes. Não obstante, a ocorrência desses eventos possui dependência direta com o comportamento dos sistemas atmosféricos transientes, cujas projeções também envolvem considerações acerca de alterações do comportamento atmosférico sobre águas superficiais mais aquecidas em boa parte do globo.

Trabalhos envolvendo modelagem climática acoplada em que diferentes cenários são simulados em função da concentração dos gases do efeito-estufa, como Meehl et al. (2005), indicam que mesmo com uma estabilização das concentrações de CO₂ aquelas do final do século XX e uma estabilização do aumento de temperatura por volta de 2020-2030, o nível do mar continuará a apresentar taxas crescentes de aumento, podendo alcançar valores até 3 vezes superiores aos aumentos experimentados neste mesmo período.

3.7.1 ALTERAÇÕES DEVIDO AO AUMENTO DE TEMPERATURA

Padrões espaciais do aumento do nível do mar no período 1950-2000 a partir de dados de altimetria e reconstruções históricas baseadas em dados de marégrafos foram identificados por Church *et al.* (2004), os quais identificaram uma diminuição do nível do mar na porção oeste do Atlântico Sul (Figura 3.6).



Figura 3.6. Distribuição regional do aumento do nível do mar entre janeiro de 1950 e dezembro de 2000, a partir de reconstrução dos campos de nível do mar usando dados de marégrafos. A linha sólida representa 2,0 mm ano-1 e os intervalos de contorno são de 0,5 mm ano-1 (Fonte: Church et al., 2004).

Levitus et al. (2005) apresentam uma compilação da variação do calor armazenado nos oceanos no período 1955-2003, com base em séries históricas retrabalhadas e inúmeros dados atualizados, detectando um aumento de 14,5x102² J nos primeiros 3000 metros, o que correspondente a um aumento médio de temperatura de 0,037 oC. Mais de 50% deste aumento ocorreu na Bacia do Atlântico. Posteriormente, Lombard et al. (2005a) analisando o efeito estérico no período 1950-1999 com base em duas diferentes bases de dados oceânicos (Levitus et al., 2005; Ishii et al., 2003), esbarraram nas limitações inerentes aos conjuntos de dados e mesmo complementando a análise com 10 anos de dados altimétricos (1993-2003), não puderam fazer estimativas de prazo mais longo. Em seguida, Lombard et al. (2005b) contestaram Cabanes et al. (2001), pois, ao isolar e re-estimar separadamente os efeitos combinados, encontraram taxas de 1,4+/-0,5 mm ano⁻¹ devido unicamente ao efeito eustático (acréscimo de volume), o qual tem sido identificado como dominante nas últimas décadas e será melhor detalhado na seção seguinte. Church et al. (2008) apresentam uma abordagem bastante completa, destacando a correspondência das medidas altimétricas com o cálculo da expansão térmica da camada 0-700 m. Estes mesmos autores analisam as projeções dos modelos climáticos capazes de representar este acúmulo de calor pelos oceanos, fazendo menção explícita à componente devido ao potencial degelo não incluído nestas simulações (Figura 3.7).



Figura 3.7. Projeções do aumento do nível do mar para o século XXI. A projeção de amplitude do aumento médio do nível do mar em escala global obtida pelo IPCC-AR (2001) é mostrada pelas linhas e sombreado (o sombreado escuro representa o envelope médio de todos os cenários SRES, o sombreado claro é o envelope para todos os cenários, e as linhas nas extremidades incluem incertezas adicionais relativas ao gelo continental). A atualização do IPCC-AR4 feita em 2007 está mostrada pelas barras plotadas em 2095, a barra magenta é o range projetado pelos modelos e a barra vermelha é o range extendido, porém pobremente quantificado, que permite incluir a potencial contribuição de uma resposta dinâmica do gelo sobre a Groelândia e Antártica ao aquecimento global. Observe que o IPCC-AR4 afirma que "valores maiores não podem ser excluídos, mas o entendimento destes efeitos é muito limitado para avaliar sua probabilidade ou fornecer uma melhor estimativa ou um limite superior para o aumento do nível do mar". A inserção mostra a projeção de 2001 em comparação com a taxa observada estimada a partir de marégrafos (azul) e satélite altimétricos (laranja) (baseado em Church et al., 2001; Meehl et al., 2007; Rahmstorf et al., 2007).

Woodworth et al. (2009) enfatizam a complexa quantificação das mudanças nas taxas de aumento do nível do mar ao redor do globo (Figura 3.8), fazendo as devidas associações com mudanças de longo prazo na pressão atmosférica, no vento e no conteúdo de calor. Estes autores também fazem menção a séries temporais locais (?) dos índices climáticos ao longo do século XX e suas correspondências com a variabilidade das taxas de aumento do nível do mar nas distintas partes do globo terrestre.



Figura 3.8. Distribuição espacial do coeficiente quadrático de aceleração (metade da aceleração propriamente dita) a partir da análise de Church e White (2006). A linha preta indica o contorno de aceleração zero.



Projeções ainda mais alarmantes foram recentemente apresentadas por Grinsted e Moore (2010), cujos resultados com base em reconstruções paleo-geológicas apontam para um aumento de 1 metro do nível do mar até 2100, ao invés dos valores entre 0,3 e 0,4 m inicialmente determinados pelo *IPCC* (Figura 3.9).



Figura 3.9. Nível do mar projetado com base no cenário A1B do IPCC usando reconstruções de temperatura (Moberg et al., 2005). Distribuição empírica de probabilidade do nível de mar obtida a partir de conjunto inverso de Monte Carlo com 2 milhões de realizações. A linha preta fina representa a média, a faixa cinza escuro representa um desvio-padrão, a faixa cinza claro representa os percentis de 5 e 95%. A linha preta grossa representa o nível médio global reconstruído (Jevrejeva et al., 2006) estendido para 1700 usando o nível do mar de Amsterdam (van Veen, 1945). Caixa mostra a estimativa do cenário A1B do IPCC. Inserções mostram as projeções e ajustes aos dados GSL em maior detalhe.

Resultados de recentes compilações de dados para *Port Saint Louis* nas Ilhas Falklands foram apresentados por Woodworth *et al.* (2010). Ao confrontar os dados da década de 1980 com as medições realizadas por James Clark Ross em 1842, e também com as recentes medições maregráficas de 2009 em conjunto com dados altimétricos, fica evidente um aumento da taxa de aumento do nível do mar das décadas recentes em relação ao século passado (0,75mm ano⁻¹ de 1842 a 1980 versus 2,5 mm ano⁻¹ de 1992 em diante – que inclui dados de satélite e marégrafos). De certa forma, estes aspectos refletem a complexidade de fatores que estão regendo o comportamento do nível do mar nas décadas recentes, e o degelo dos glaciares continentais é o ponto a ser destacado a seguir.

3.7.2 AUMENTO DE MASSA DEVIDO A DEGELOS DE GELEIRAS CONTINENTAIS

Determinações pioneiras do aumento do nível do mar devido ao degelo dos glaciares foram apresentadas por Meier (1984), que já naquela época afirmava que a contribuição dos glaciares poderia representar de 1/3 a 1/2 do aumento do nível do mar. De acordo com este autor, as estimativas de aumento de temperatura de 1,5 a 4,5 °C até o final do século XXI estariam associadas a variações positivas de 8 a 25 cm no nível médio do mar, e isso sem considerar o efeito das grandes porções de gelo presentes na Groenlândia e em outras partes do globo. Mais de uma década depois, Gregory (1998) apresentou estimativas de degelo em escala regional com base em campos de temperatura oriundos de modelagem acoplada climática pioneira com o HADCM3 (Hadley Centre Coupled Model, version 3) associada ao efeito do aumento dos gases do efeito-estufa e também com a inclusão de aerossóis. Foram encontradas variações alarmantes de 5 metros no nível médio do mar, sendo quase a metade deste aumento devido unicamente ao degelo (132 mm de contribuição dos glaciares de modo geral, sendo 76 mm apenas do degelo da Groenlândia). Nesta mesma linha, Rignot et al. (2003) apresentaram estimativas da contribuição do degelo na Patagônia para o aumento do nível médio do mar, comparando dados da missão SRTM2000 (NASA Shuttle Radar Topographic Mission, Edition 2000) com material cartográfico histórico referente aos 63 maiores glaciares da região. Este estudo revelou que a perda de massa apenas nestes glaciares no período 1968/1975 a 2000 foi equivalente a um aumento de $0,04\pm0,002$ mm ano-1 no nível médio do mar. Mais recentemente entre 1995 e 2000, a diminuição da espessura destes glaciares devido ao aumento na temperatura e à diminuição da precipitação equivale a uma taxa de aumento de nível do mar de 0,105±0,011 mm ano⁻¹, a qual supera a contribuição dos glaciares do Alasca no aumento do nível do mar.

Alley et al. (2005) afirmam que o comportamento dos glaciares da Antártica e da Groenlândia é crucial e dominante para a taxa de aumento do nível do mar ao longo do século XXI, e que se forem completamente derretidos, podem gerar um aumento de até 70 metros no nível do mar. As taxas de aumento do nível do mar têm suas maiores incertezas em função deste comportamento. Além disso, Alley et al. (2005) levantam a questão da influência do aporte de água doce em regiões específicas do globo na circulação oceânica de larga escala, que por sua vez pode afetar o transporte meridional de calor. Um dado interessante em escala de tempo geológica é a variação do nível do mar e da existência de glaciares ao longo da história do planeta em função da concentração de CO_2 : durante a última época em que não havia gelo permanente no planeta, cerca de 35 milhões de anos atrás, a concentração de CO_2 atingia 1250±250 ppmv e o nível do mar era 73 metros acima do nível atual; por outro lado, no último máximo glacial, cerca de 21000 anos atrás, as concentrações de CO_2 eram as menores registradas (185 ppmv), e o nível do mar encontrava-se 120 metros abaixo do nível atual.

No trabalho de Sheperd e Wingham (2007), o volume estimado do degelo considerando Antártica e Groenlândia é aproximadamente 125 Gt ano-1, o que equivale a uma taxa de aumento médio do nível equivalente do mar de 0,35 mm ano-1. Estes autores afirmam que este valor é muito inferior aos 3 mm ano-1 recentemente detectados de aumento de nível do mar em algumas localidades, mas enfatizam que os processos de degelo vem apresentando nítida aceleração ao longo da última década, fato que pode aumentar ainda mais estes valores.

Recentemente, Mitrovica *et al.* (2009) discutem a questão de um aumento não homogêneo do nível do mar em função da atração gravitacional que a massa congelada exerce no oceano adjacente. Em suas considerações, estes autores analisaram o impacto do colapso da WAIS (West Antarctic Ice Shelf), o qual mudaria a posição do polo Sul em cerca de 200 metros na direção oeste. Este pequeno deslocamento no eixo de rotação aliado ao efeito gravitacional seria determinante sobre o nível do mar sendo que o sul da América do Sul iria experimentar menores aumentos do que o aumento eustático homogêneo, enquanto maiores aumentos seriam observados no Pacífico Norte, no Atlântico Norte e no Índico.

3.7.3 ALTERAÇÕES NA FREQUÊNCIA DE OCORRÊNCIA DE EXTREMOS DE MARÉ METEORO-LÓGICA

D'Onofrio et al. (2009) analisaram séries de nível do mar no período 1956-2005 referentes a Mar Del Plata, Argentina, e puderam indicar tendências relevantes que também podem ser de grande valia para a costa brasileira. Estes autores fizeram uma caracterização da Maré Meteorológica (diferença entre a maré observada e a maré astronômica) Positiva (MMP) baseada na sua intensidade, duração e freqüência, e seus resultados mostraram um aumento no número médio de MMPs por década. Considerando todos os eventos, a última década (1996-2005) exibiu um aumento médio de 7% quando comparada com as décadas anteriores. Um resultado similar foi encontrado para a média decenal das alturas máximas de MMPs. Nesse caso, a média de altura das últimas duas décadas excedeu a das prévias décadas em cerca de 8 cm. A média decenal da duração máxima anual desses eventos meteorológicos mostrou um aumento de 2 horas nas últimas três décadas. Os autores atribuem uma possível explicação para essas alterações em frequência, altura e duração de MMPs em Mar Del Plata a um aumento do nível relativo do mar.

Especificamente para a costa brasileira, Campos et al. (2010) utilizaram dados de elevação do nível do mar do Porto de Santos-SP e campos de vento e pressão em superfície das reanálises do modelo do NCEP (Kalnay et al., 1996) (base de dados continuamente atualizada representando o estado da atmosfera, com a incorporação de observações e de previsão numérica de tempo, elaborada pelo National Centers for Environmental Prediction, USA), abrangendo o Atlântico Sul para o período de 1951 a 1990, com o intuito de identificar a influência atmosférica em escala sinótica sobre o oceano, para eventos extremos de maré meteorológica na costa sudeste brasileira. Os autores identificaram a variabilidade sazonal e concluíram que o outono e o inverno apresentaram a maior ocorrência de extremos positivos (40,2% e 30,8%, respectivamente), enquanto que a primavera e o inverno ficaram com maior número de extremos negativos (47,2% e 32,3%, respectivamente). Os resultados mostram que os casos mais importantes

de elevações positivas do nível do mar ocorrem com a evolução e persistência de sistemas de baixa pressão sobre o oceano, com ventos de sudoeste acima de 8 m s⁻¹, juntamente com o anticiclone da retaguarda posicionado sobre o continente. Estes autores apresentam ainda uma estatística sobre a ocorrência de eventos extremos positivos e negativos para o período 1951-1990 (Tabela 3.1).

Tabela 3.1a. Quantificação dos eventos superiores a +2 desvios–padrão (d.p.), considerando a série filtrada de valores diários de elevação do nível do mar. Fonte: Campos et al. (2010).

Acima de +2 d.p.	Primavera	Verão	Outono	Inverno	Total
1951 - 1960	16	12	48	28	104
1961 - 1970	13	16	49	41	119
1971 - 1980	19	26	53	36	134
1981 - 1990	21	10	47	42	120

Tabela 3.1b. Quantificação dos eventos inferiores a -2 desvios-padrão (d.p.), considerando a série filtrada de valores diários de elevação do nível do mar. Fonte: Campos et al. (2010).

Abaixo de -2 d.p.	Primavera	Verão	Outono	Inverno	Total
1951 - 1960	30	6	10	26	72
1961 - 1970	17	6	2	27	52
1971 - 1980	45	9	7	14	75
1981 - 1990	35	7	8	20	70

Dessa forma, os autores indicam que as flutuações de escala sinótica associadas a condições específicas possuem um comportamento típico, as quais apresentam pouca variação ao longo dos anos, conforme evidenciado nas tabelas de quantificação de ocorrências (Tabela 3.1a,b). Há pequenas variações também no total de casos ao comparar as décadas consideradas, com tendência ao aumento do número de extremos positivos de 1951 a 1980. No caso de extremos negativos, os totais são em torno de 70 casos, com exceção da década 1961-1970, com apenas 52. Em termos percentuais, as variações interdecenais do total de eventos positivos estão em 13%, enquanto as variações negativas em 23%. Considerando todo o período analisado, Campos *et al.* (2010) encontraram uma média anual de 12 eventos de maré meteorológica acima de +0,38 metros e 7 eventos de maré meteorológica abaixo de -0,38 metros. É importante destacar que o período analisado por estes autores não inclui as décadas mais recentes, de modo a não permitir maior correspondência com os trabalhos referentes à costa da Argentina.

3.7.4 SÍNTESE

O comportamento do nível relativo do mar deve ser analisado e projetado considerando a contribuição do aumento da temperatura das águas, o chamado efeito estérico, assim como o acréscimo em função do degelo dos glaciares continentais, o efeito eustático, além da parcela devida ao efeito isostático, que é referente à movimentação vertical do continente. O monitoramento destes parâmetros, também em parte realizado nas duas últimas décadas por satélites, evidencia que o problema é bastante complexo e que diferentes comportamentos são constatados ao redor do globo. De acordo com as determinações recentes, grande parte das projeções 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 devem ser atingidas, em algumas localidades, até a metade do século ou até antes disso, e deverá haver maior variabilidade espacial da resposta do nível do mar entre os distintos locais do globo.

Neste subcapítulo foram apresentadas considerações acerca do conhecimento atual das tendências do nível relativo do mar em escala global, tentando enfatizar quando possível os diversos tipos de determinações sobre o Atlântico Sul e, em especial, na costa do Brasil. Estudos realizados com base em observações *in situ* são pouco numerosos, basicamente em função da baixa disponibilidade de séries longas de nível do mar. 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, com base nas séries maregráficas de Cananéia, Santos, Ilha Fiscal e Recife (Mesquita *et al.*, 1986, 1995, 1996; Silva e Neves, 1991; Harari e Camargo, 1994; Neves e Muehe, 1995; Muehe e Neves, 1995).

Por outro lado, são relativamente numerosos os estudos em escala global, sejam de cunho observacional ou numérico, que consideram a complexa combinação de fenômenos que resultam nas variações de escala global do nível do mar, cujos resultados ainda mantém razoáveis discordâncias acerca do seu comportamento em longas escalas de tempo.

3.8 MUDANÇAS NA BIOGEOQUÍMICA OCEÂNICA, INCLUINDO ACIDIFICAÇÃO DO OCEANÓ

3.8.1 O CICLO DE CARBONO NO ATLÂNTICO TROPICAL

Os oceanos representam o compartimento mais importante do ciclo biogeoquímico global de diversos elementos essenciais, dentre eles o carbono. O estoque de carbono nos oceanos supera em cerca de 50 vezes o estoque atmosférico (SCOR, 1988) e a dinâmica das trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano exerce um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos, como também nas mudanças climáticas. Estas trocas são moduladas pelo desequilíbrio entre as pressões parciais do CO₂ na atmosfera e na superfície dos oceanos, sendo uma consequência de complexas interações físicas, químicas e biológicas, incluindo as alterações provocadas por atividades humanas.

Ao longo das últimas décadas, a comunidade científica tem utilizado diferentes abordagens na tentativa de quantificar a contribuição das trocas de carbono inorgânico entre a atmosfera e os oceanos (Gruber et al., 1996; Sabine et al., 2004). A despeito destas tentativas, uma abordagem metodológica conclusiva ainda não foi atingida (Vázquez-Rodríguez et al., 2009). Apesar disto, Sabine e Feely (2007) estimaram que cerca de 1/3 do CO₂ de origem antrópica que chega à atmosfera é absorvido pelos oceanos, se concentrando nas camadas superficiais, acima da termoclina (Sabine et al., 2004). A capacidade de absorção do CO₂ atmosférico depende da integração de processos físicos, ligados à circulação, como também da ação da bomba biológica, os quais exportam o carbono das camadas superficiais dos oceanos para o oceano profundo e finalmente para os sedimentos (Cardinal et al., 2005).

Simulações de variações de estados de equilíbrio das trocas entre a atmosfera e o oceano são constantemente verificadas através da aplicação de modelos numéricos, os quais necessitam ser validados por dados em larga escala temporal, ou seja, por monitoramentos e por estudos paleoceanográficos. Para tal, programas internacionais que visam o estudo da variabilidade de parâmetros oceanográficos e seus efeitos sobre diversos ciclos biogeoquímicos, tais como GEOSECS (Geochemical Ocean Sections Program); WOCE (World Ocean Circulation Experiment); JGOFS (Joint Global Ocean Flux Study); OACES (Ocean Atmosphere Carbon Exchange); BOFS (Biogeochemical Ocean Flux Study); SOLAS (Surface Ocean Lower Atmosphere Study); CARBOCEAN (Marine Carbon Sources and Sinks Assessment), dentre outros, têm contribuído com dados desde a década de 1970. A despeito destes programas internacionais, o Oceano Atlântico Tropical, em especial a margem oeste do Atlântico Sul, ainda representa uma das regiões menos estudadas do planeta. Neste sentido, um importante esforço observacional foi decorrente do Programa REVIZEE (Programa Nacional de Avaliação do Potencial Sustentável de Recursos Vivos da Zona Econômica Exclusiva), realizado no período 1995-2001.

O Programa REVIZEE, coordenado pelo Ministério do Meio Ambiente, dos Recursos Hídricos e da Amazônia Legal, destinou-se a proceder um levantamento dos potenciais sustentáveis de captura dos recursos vivos na Zona Econômica Exclusiva (ZEE) brasileira. Para tal, foram realizados cruzeiros oceanográficos em distintos períodos do ano, com a obtenção de dados físicos, químicos, biológicos e geológicos. Estas campanhas permitiram registrar a variabilidade sazonal da estrutura termohalina, da composição química da água do mar, da biota e das características geológicas do assoalho oceânico (Hazin, 2009). A partir destes levantamentos foi possível construir cartas de distribuição espacial média de Temperatura (°C), Salinidade, Alcalinidade total (TA, do inglês Total Alkalinity; μ mol kg⁻¹), Carbono Inorgânico Dissolvido (DIC, do inglês Dissolved Inorganic Carbon; μ mol kg⁻¹), e Fluxo de CO₂ na interface oceano-atmosfera (FCO2, mmol CO2 m⁻² d⁻¹), na borda oeste do Atlântico Tropical Sul, adjacente às Regiões Norte e Nordeste do Brasil (Figura 3.10). Valores positivos de FCO₂ na Figura 3.10 indicam liberação de CO₂ do oceano para a atmosfera, enquanto que valores negativos de FCO₂ representam a captura de dióxido de carbono atmosférico. Os resultados obtidos a partir dos cruzeiros oceanográficos do Programa REVIZEE indicam valores de Alcalinidade total na fronteira oeste do Atlântico Tropical Sul oscilando em torno de 2310 \pm 200 μ mol kg⁻¹. Para a região marinha localizada entre 5°S e 15°S, obtémse um valor médio ligeiramente superior (2380 \pm 22 μ mol kg⁻¹) à média calculada para a área setentrional $(5^{\circ}S-5^{\circ}N)$ (2245±250 μ mol kg⁻¹), refletindo claramente a influência do aporte continental das águas amazônicas na Região Norte. Estes valores estão de acordo com as estimativas de Millero et al. (1998) para a região compreendida entre 30°N e 20°S (2180-2450 μ mol kg⁻¹), de Key et al. (2004) e Lee et al. (2006), estes últimos utilizando bancos de dados globais. A distribuição espacial de concentração de DIC, obtida a partir dos dados do Programa REVIZEE, fornece um valor médio de 1940 \pm 170 μ mol kg⁻¹ para toda a região, repetindo-se, entretanto, o padrão verificado para a TA, ou seja, com uma média espacial superior nas águas da borda leste (2003 \pm 60 μ mol kg⁻¹) quando comparado à região oceânica setentrional (1880 \pm 200 μ mol kg⁻¹). Estes valores de DIC estão igualmente próximos das estimativas de Goyet et al. (1998) para a região compreendida entre 5°N e 15°S (1920-2075 μ mol kg⁻¹), situando-se ainda levemente acima dos valores indicados nas cartas globais de distribuição de DIC elaboradas por Key et al. (2004) para a mesma região de estudo.

A distribuição espacial dos fluxos médios oceano-atmosfera de CO₂ na borda oeste do Atlântico Tropical, obtida a partir das observações do Programa REVIZEE, também é apresentada na Figura 3.10. Os cálculos indicam que a região se comporta, globalmente, como um sumidouro de dióxido de carbono atmosférico (-0,74 ±3 mmol CO₂ m⁻² d⁻¹), apesar das estimativas de fluxo por sub-regiões se mostrarem com sinais opostos. Enquanto que as águas da borda leste (5oS-15oS) apresentaram um valor médio de fluxo de CO₂ positivo (+0,47±3 mmol CO₂ m⁻² d⁻¹), ou seja, funcionam como uma fonte de dióxido de carbono para a atmosfera, a porção norte da área de estudo (5°N-5°S) se caracteriza como sumidouro de CO₂ (-1,8 \pm 3 mmol CO₂ m⁻² d⁻¹). As razões desta situação, aparentemente controversa, ainda são pouco discutidas na literatura. As cartas globais de Takahashi et al. (2002) indicam fluxos médios de CO₂ variando de -1,5 a +2 mmol CO₂ m⁻² d⁻¹ para a região localizada entre 14°N e 14°S, com uma tendência à ocorrência de valores negativos (sumidouro) na área marinha sob influência da pluma do Rio Amazonas. Esta característica de sumidouro associada à porção norte da área de estudo é também verificada a partir dos trabalhos de Ternon et al. (2000), Körtzinger (2003), Lefèvre et al. (2010) e Subramaniam et al. (2008). Estes últimos autores sugerem o incremento da produção primária nas águas sob influência da pluma do Amazonas como mecanismo indutor da maior intensidade de captura de CO₂ atmosférico nesta região. Para a borda leste, Oudot et al. (1995) confirmam que a região funciona basicamente como fonte de CO₂ para a atmosfera. Em ambos os casos, entretanto, maiores estudos devem ser realizados visando a identificação e, sobretudo, a quantificação dos mecanismos envolvidos.



Os níveis de CO_2 atmosférico têm aumentado em aproximadamente 40% desde o período Pré-industrial até hoje, passando dos 280 ppmv (partes por milhão volume) para 390 ppmv em 2011 (Mauna Loa – NOAA/ESRL), sendo 50% deste acréscimo ocorrido nas últimas três décadas (Feely *et al.*, 2009). A concentração de CO_2 atmosférico é atualmente a maior dos últimos 800.000 anos (Luthi *et al.*, 2008), o que aumenta a necessidade de melhorar o entendimento do equilíbrio entre a atmosfera e a superfície dos oceanos.

A absorção do CO_2 atmosférico pelos oceanos provoca alterações no balanço químico dos oceanos, em especial alterando o pH e o equilíbrio dos íons carbonatos e do estado de saturação de calcita (Ω ca) e aragonita (Ω ar). Com o aumento na concentração do CO_2 das águas superficiais, devido ao equilíbrio com a atmosfera, há a formação de mais H_2CO_3 (ácido carbônico). A maior parte deste H_2CO_3 se dissocia formando HCO_3 . (íon bicarbonato) e H+ (íon hidrogênio), o qual reage com o CO_3^{-2} (íon carbonato) produzindo mais íons HCO_3 . O resultado destas reações no sistema carbonato dos oceanos é o aumento dos íons H+ (decréscimo do pH) e decréscimo na concentração do íon CO_3^{-2} . Estas modificações são conhecidas como a "acidificação dos oceanos" (Caldeira e Wickett, 2003, 2005; Orr *et al.*, 2005; Doney *et al.*, 2009; Feely *et al.*, 2009; González-Dávila *et al.*, 2010).

Medidas realizadas desde a década de 1980 pelos Estudos de Séries-Temporais do Atlântico (ESTA), nas Bermudas, demonstrou um decréscimo de pH no leste do Atlântico da ordem de 0,02 unidades por década (Solomon *et al.*, 2009). Considerando as alterações ocorridas desde o período Pré-industrial, Raven *et al.* (2005) estimam que o pH das águas superficiais dos oceanos mudou de 8,21 a 8,10, com expectativa de atingir um decréscimo de 0,3 a 0,4 unidades de pH (Orr *et al.*, 2005), caso a pressão parcial do CO_2 na atmosfera atinja 800 ppmv (Friedlingstein *et al.*, 2006), que é uma das projeções do *IPCC* para o final deste século. Neste sentido, simulações a partir do Modelo Climático Global (NCAR – Model 3.1) considerando as alterações no pH e na concentração de íons carbonatos no Oceano Atlântico Tropical, em condições de 2 ou 3 vezes a concentração Pré-industrial de CO_2 mostram uma diminuição de 0,13 e 0,28 no pH, e diminuição de 21% e 40,8% na concentração dos íons carbonatos, respectivamente

(Feely et al., 2009). Estes resultados sugerem possíveis efeitos drásticos do aumento das concentrações de CO2 na atmosfera no tocante aos equilíbrios químicos e das trocas gasosas com os oceanos.

Dentre os diversos efeitos da acidificação dos oceanos, a alteração no equilíbrio do sistema carbonato dos oceanos é aquele que apresenta a maior repercussão sobre os organismos marinhos, em especial nas taxas de calcificação e na saturação da CaCO₃ (carbonato de cálcio). Os ecossistemas co-ralinos têm sido frequentemente afetados em diversas regiões costeiras do Brasil e do mundo (Leão, 1996; Leão et al., 1997; Baker et al., 2008; Albright e Langdon, 2011).

A transferência do carbono entre os compartimentos atmosfera e oceano pode ser avaliada através de medidas da distribuição de pigmentos fotossintetizantes no Atlântico Sul, as quais estimam uma produtividade primária oceânica média de 4,6 GtC ano⁻¹ (Antoine et al., 1996). O balanço entre a produção primária e a acumulação de carbono nos sedimentos marinhos determina a extensão na qual os oceanos sequestram o CO₂ atmosférico. A produção primária global dos oceanos foi estimada por Antoine et al. (1996) e Longhurst et al. (1995) como entre 36,5 e 50,2 GtC ano-1, sendo a acumulação de carbono nos sedimentos estimada entre 126 e 160 MtC ano⁻¹ (megatoneladas de carbono por ano; Berner, 1982; Hedges e Keil, 1995). De acordo com estes estudos, apenas 2,5% a 4% do carbono biologicamente fixado nos oceanos é acumulado nos sedimentos, sendo a grande parte remineralizado na própria coluna d'água. Segundo Berner (1982), a acumulação de carbono orgânico para a região pelágica do Oceano Atlântico é da ordem de 3,6 x 1012 gC ano⁻¹, com uma média de 0,05 gC m⁻² ano⁻¹ para a bacia Atlântica. Contudo, é importante ressaltar que, em áreas de ressurgências, estes valores podem ser bastante diferentes das médias globais. Neste sentido, a produção primária na ressurgência de Benguela foi estimada em 323 gC m⁻² ano⁻¹, sendo a acumulação de carbono da ordem de 1-2 gC m⁻² ano⁻¹ (Mollenhauer et al., 2004), enquanto que estimativas recentes do acúmulo de carbono na plataforma continental na região da ressurgência de Cabo Frio, litoral do Estado do Rio de Janeiro, mostraram valores que atingem até 1 mgCOT m⁻² ano⁻¹ (COT - carbono orgânico total) durante o último século (Albuquerque, 2011), a despeito das diferenças na magnitude dos sistemas de ressurgência (Figura 3.11). Estudos com armadilhas de sedimentação na ressurgência na Namíbia revelaram que 0,8-1,1% da produção primária atinge profundidade de 1000 m (Fischer et al., 2000), sendo que deste percentual apenas uma pequena parcela deste carbono fica acumulado nos sedimentos. François et al. (2002) concluíram que as regiões tropicais produtivas, tais como as regiões de ressurgência, representam as áreas de maior eficiência de transferência de carbono orgânico para o ambiente pelágico. Baseado em estudos de fluxo bêntico, Jahnke (1996) estimou que a maior parte da transferência de carbono para o ambiente pelágico ocorre entre 30° de latitude norte e sul.

Em grande parte do Oceano Atlântico Sul Tropical e Subtropical, a acumulação de carbono orgânico nos sedimentos é basicamente controlada pela produtividade primária nas águas superficiais, descontados os processos de reciclagem na própria coluna d'água. A despeito da alta produtividade primária registrada em diversas áreas costeiras, algumas destas regiões apresentam baixos valores de fluxos de carbono orgânico para os sedimentos, e isto se deve às altas taxas de reciclagem nas águas superficiais, causando uma baixa eficiência no transporte de carbono para o fundo. Isto tem sido documentado por Hensen *et al.* (1998) na porção equatorial leste do Atlântico Sul. Neste sentido, Mollenhauer *et al.* (2004) apontam que pouco é ainda conhecido sobre a porção da produção primária que efetivamente atinge os sedimentos marinhos, em especial para os oceanos em baixa e média latitudes. O aumento de estudos que abordem este tema nos oceanos tropicais aportaria importante contribuição para o entendimento para o papel do soterramento de carbono no ciclo global.





De acordo com Wollast (1998), de 0,5% a 3% da produção primária das plataformas continentais e do talude e cerca de 0,014% dos oceanos profundos fica acumulada nos sedimentos. Assim, grande quantidade da produção primária produzida nas zonas costeiras, aproximadamente 2,2 GtC ano⁻¹ é exportada para o oceano profundo através de transportes transversais (cross-shelf exchanges; Wollast, 1998). Uma fonte adicional de carbono é fornecida pelas descargas fluviais e input eólico. As estimativas apontam que 0,4 GtC ano⁻¹ chegam nas margens continentais (Schlesinger e Melack, 1981; Ittekkot, 1988; Hedges, 1992; Meybeck, 1993; Ludwig *et al.*, 1996). O destino deste material terrestre mais refratário é ainda pouco conhecido. Neste contexto, a importância dos aportes fluviais, representados pelo Rio Amazonas, Rio São Francisco, Rio Doce, Rio da Prata, Rio Congo, dentre outros, é fundamental para a produção de carbono no Oceano Atlântico Tropical e Subtropical e significativo para o balanço global do carbono. Assim, o acúmulo de carbono nos sedimentos na costa do Brasil é essencialmente controlado pela descarga de diversos rios, os quais transportam grande quantidade de sedimentos, como também de matéria orgânica (Tintelnot, 1995).

Apesar da margem oeste do Atlântico Sul ser pouco influenciada por processos de ressurgência, em especial quando comparada com a margem leste, a produtividade costeira é mantida, além dos aportes fluviais, pela confluência de águas frias e ricas em nutrientes da Corrente das Malvinas e as águas quentes e pobres em nutrientes da Corrente do Brasil. A região da confluência está localizada na região do Rio da Prata (39°S). Nesta região, movimentos frontais complexos e padrões de mistura destas massas d'água são formados. A interação entre a Corrente do Brasil e a Corrente das Malvinas produz uma forte dinâmica sedimentar e gravidade controlada pelos fluxos de massas (Garzoli, 1993; Peterson *et al.*, 1996; Hensen *et al.*, 2000, 2003). A força das correntes de fundo nesta região dificulta acumulação de material fino, ocorrendo a predominância de deposição de material terrígeno na plataforma e no talude. A maior parte da descarga do Rio da Prata e de seus tributários não é depositada no delta, mas transportada para regiões mais distantes da bacia. Abaixo de 4000 metros, a Água de Fundo Antártica (AFA) forma uma potente corrente de contorno ao longo da margem continental Argentina, a qual transporta os sedimentos finos para a parte central da bacia (Ewing *et al.*, 1964; Garzoli, 1993; Peterson *et al.*, 1996; Hensen *et al.*, 2000).

É importante ressaltar que Mollenhauer et al. (2004), estudando 77 amostras de sedimento marinho distribuídas ao longo de toda bacia do Oceano Atlântico Sul, mostraram que a acumulação de carbono orgânico durante o Último Máximo Glacial foi cerca de 2 a 3 vezes maior do que durante o Holoceno. Isto ocorre em resposta às mudanças na química da água do mar, na circulação e nos padrões de estratificação e formação de camadas de mistura. Além disto, a exposição da plataforma continental devido à regressão marinha glacioeustática também colaborou para a oxidação de parte do carbono acumulado. Desta forma, Anderson *et al.* (2009) aponta o papel vital do Atlântico Sul como regulador da variabilidade das concentrações do CO₂ atmosférico entre os períodos glacial-interglacial.

3.8.2 SÍNTESE

Os oceanos representam o compartimento mais importante do ciclo biogeoquímico global de diversos elementos essenciais, dentre eles o carbono. A dinâmica das trocas gasosas entre a atmosfera e o oceano exerce um papel fundamental nos ciclos biogeoquímicos, como também nas mudanças climáticas. Ao longo das últimas décadas a comunidade científica tem utilizado diferentes abordagens na tentativa de quantificar a contribuição das trocas de carbono inorgânico entre a atmosfera e os oceanos. No entanto, nenhuma abordagem metodológica foi até agora conclusiva, a despeito dos esforços realizados por diversos programas de pesquisa nacionais e internacionais. O programa REVIZEE contribuiu significativamente através do registro da variabilidade sazonal da estrutura termohalina, da composição química da água do mar, da biota e das características geológicas do assoalho oceânico no Oceano Atlântico Oeste.

Desde o período Pré-industrial, os níveis de CO₂ atmosférico têm aumentado em aproximadamente 40%, sendo atualmente o maior dos últimos 800.000 anos. A absorção do CO₂ atmosférico pelos oceanos provoca alterações no balanço químico dos oceanos, em especial alterando o pH e o equilíbrio dos íons carbonatos e do estado de saturação de calcita e aragonita, causando grande repercussão sobre organismos marinhos. Medidas realizadas desde a década de 80 mostram um decréscimo de pH no leste do Atlântico da ordem de 0,02 unidades por década.

Outra importante forma de avaliar as transferências do carbono entre os compartimentos atmosfera e oceano pode ser avaliado através de medidas da acumulação de carbono nos sedimentos marinhos. Neste sentido, alguns autores apontam que a acumulação de carbono orgânico para a região pelágica do Oceano Atlântico é da ordem de 3,6 x 1012 gC ano⁻¹, com uma média de 0,05 gC m⁻² ano⁻¹ para a bacia Atlântica, apresentando valores ainda maiores em áreas de ressurgências. Em grande parte do Oceano Atlântico Sul Tropical e Subtropical a acumulação de carbono orgânico nos sedimentos é basicamente controlada pela produtividade primária nas águas superficiais. Estudos demonstram também que de 0,5% a 3% da produção primária das plataformas continentais e do talude e cerca de 0,014% dos oceanos profundos fica acumulada nos sedimentos. Assim sendo, as altas taxas de reciclagem nas águas superficiais acabam por causar uma baixa eficiência no transporte de carbono para os sedimentos. Por fim, estudos paleoceanográficos demonstram que, durante o Último Máximo Glacial, a acumulação de carbono nos sedimentos foi cerca de 2 a 3 vezes maior do que durante o Holoceno. Isto ocorre em resposta a mudanças na química da água do mar, na circulação e nos padrões de estratificação e formação de camadas de mistura.

3.9 MUDANÇA NA ESTRUTURA DE MANGUEZAIS

3.9.1 EQUILÍBRIO ECOLÓGICO E ESTRUTURA DO ECOSSISTEMA

A fisiografia das linhas de costa tropicais associadas a manguezais, criadas ou modificadas por forças geomórficas (Thom, 1984), provê condições físicas nas quais as diferentes espécies vegetais de mangue se desenvolvem. Esse desenvolvimento ocorre de acordo com suas adaptações individuais, tolerâncias e necessidades por fatores diversos, tais como níveis de maré ou de submersão, salinidade ou preferências edáficas. Cada espécie possui tolerância específica em termos de período, frequência e profundidade de inundação (Semeniuk, 1994). Em seguida, são as condições climáticas locais que modificam as características dos bosques, impondo limites à colonização, crescimento e desenvolvimento (Thom, 1984; Woodroffe, 1987; Schaeffer-Novelli et al., 1990; Cintrón-Molero e Schaeffer-Novelli, 1992). Alguns efeitos locais mudam continuamente, tais como os induzidos por mudanças no tamanho e na configuração de um estuário considerando orientação das correntes e áreas de geração (fetch), geologia das bacias hidrográficas associadas e o uso das terras à montante sobre os efeitos na altura das marés (Kennish, 2002; Berger et al., 2008); enquanto o nível médio relativo do mar - NMRM se eleva (transgressão marinha) ou se reduz (regressão marinha). O manguezal também pode migrar, acompanhando as variações do NMRM (Pereira, 1998; Soares, s/d; Behling et al., 2004; Cohen et al., 2005; Vedel et al., 2006; Hadlich e Ucha, 2009). Testemunhos feitos na feição "apicum" (fácies hipersalino do ecossistema manguezal) revelam presença de troncos de mangue fósseis, indicando que o mar atingiu níveis superiores aos atuais na Baía de Sepetiba (Pereira, 1998; Portugal, 2002) e na Baía de Todos os Santos (Hadlich e Ucha, 2009).

Manguezais são sensíveis a mudanças no ambiente externo e rapidamente se adaptam a alterações das condições ambientais, ou prontamente sucumbem (Jimenez et al., 1985; Blasco et al., 1996). A rápida acomodação às novas condições é resultado do conjunto de espécies vegetais típicas de mangue que permitem a colonização de habitats que são dinâmicos, intermitentemente favoráveis e desfavoráveis (Fromard et al., 2004; Cunha-Lignon et al., 2009). Essas características podem ser: (a) ampla tolerância a fatores ambientais; (b) rápido crescimento; (c) rápida maturação; (d) contínua produção de flores e de propágulos; (e) elevada liberação de propágulos (diásporos); e (f) possibilidades de dispersão de propágulos por via aquática a curtas e longas distâncias por agentes abióticos (correntes e marés). Espécies diferentes podem ser capazes de colonizar novas áreas a diferentes taxas, tornando algumas espécies mais capazes de se acomodarem aos vários níveis do mar (Semeniuk, 1994).

Todos esses atributos fizeram com que muitos considerassem manguezais como sistemas sucessionais quando, de fato, se tratam de ecossistemas auto-sustentáveis em ambientes onde essas características se tornam requisito para sucesso na sobrevivência (Lugo, 1980). Levando em consideração a dinâmica dos tipos de costa (Thom, 1984) e as respostas do ecossistema às variações da hidrologia ou dos níveis de maré (Jimenez et al., 1985; Blasco et al., 1996), manguezais ocupam áreas costeiras tropicais extremamente dinâmicas (Thom, 1967; Kjerfve et al., 2002; Schaeffer-Novelli et al., 2002; Cunha-Lignon et al., 2009). Assim, as coberturas vegetais dos manguezais mais bem desenvolvidos estruturalmente podem ser encontradas em áreas geomorficamente ativas, sujeitas a fortes aportes deposicionais e a processos erosivos (Kjerfve et al., 2002). Estes tipos de paisagem apresentam mosaicos de habitats, incluindo centros de ativo estabelecimento de novas plantas e áreas de crescimento estável, da mesma forma que áreas com perda de bosques e com substratos sendo erodidos ou rebaixados (Schaeffer-Novelli *et al.*, 2002; Cunha-Lignon *et al.*, 2009).

O sistema radicial constitui um dos componentes estruturais mais importantes dos bosques de mangue dando origem a lodos espessos e fibrosos, como aqueles associados a parcelas cobertas por árvores do gênero *Rhizophora* (Hesse, 1961). A construção das costas lodosas tropicais, onde se desenvolvem os manguezais, é basicamente uma função de quão rapidamente os sedimentos são carreados e a razão na qual a matéria orgânica (raízes e detritos orgânicos), produzida *in situ* se incorpora ao substrato. A biomassa radicial subterrânea agrega partículas de sedimento, construindo o substrato que contribui para elevação da cota do terreno (Wells e Coleman, 1981; Huxman *et al.*, 2010). Esse processo de elevação do substrato devido à sedimentação e ao aumento da biomassa das raízes, leva à formação de terraços deposicionais que podem expandir em direção ao mar por progradação, ou migrar em direção a terra, com o aumento do nível do mar. A morte da cobertura vegetal do manguezal e a perda de biomassa radicial determinam a desintegração do substrato, aumentando a profundidade de inundação e, por conseguinte, a suscetibilidade à erosão. Os sedimentos que eram mantidos aderidos pela massa radicial são liberados, sendo mais suscetíveis à erosão.

Considerando cenários de aumento do NMRM, Soares et al. (2000) e Schaeffer-Novelli et al. (2002) propõem modelo conceitual para prever, em nível local, o comportamento de manguezais diante das elevações projetadas para o NMRM, considerando os seguintes fatores: topografia; fontes de sedimentos; taxa de aporte de sedimentos; área da bacia de drenagem; amplitude das marés; dinâmica costeira; e taxa de elevação do NMRM. Diante dos cenários construídos pelo retração (erosão na porção de contato com a linha d'água, sem oportunidade de migração); e (iii) resistência às alterações do NMRM (equilíbrio entre as taxas de transgressão marinha e as taxas de aporte de novos sedimentos). Cada uma dessas respostas pode ocorrer com: a) manutenção; b) exclusão; e c) formação de refúgios. O modelo conceitual permite, ainda, categorizar as áreas de manguezal quanto aos seus graus de vulnerabilidade, em baixa, média e alta (Soares, s/d).

3.9.2 POTENCIAIS RESPOSTAS ESTRUTURAIS DOS MANGUEZAIS AOS IMPACTOS DAS MU-DANÇAS CLIMÁTICAS

3.9.2.1 AUMENTO DO NÍVEL MÉDIO RELATIVO DO MAR-NMRM

Manguezais possuem características biológicas que os tornam potencialmente sensíveis a alterações no nível do mar, sendo considerados bons indicadores dessas mudanças (Deness, 1987; Woodroffe, 1990; Ellison, 1993; Blasco et al., 1996; Ellison e Farnsworth, 1997; Soares et al., 2000; Schaeffer-Novelli et al., 2002). Predições de respostas e interpretação de diagnósticos atuais de um manguezal não podem ser analisadas independentemente dos fatores que as afetam, podendo variar muito sob uma perspectiva local, uma vez que as estruturas do ecossistema e a zonação da cobertura vegetal não são uniformes (Bacon, 1994). A capacidade de manguezais se adaptarem, e até de sobreviverem a despeito de alterações do nível do mar, não depende somente das propriedades individuais das espécies vegetais ou do bosque de mangue, mas dos processos que operam ao nível da paisagem e a escalas regionais, no espaço e no tempo.

Field (1995) sugere que o aumento no NMRM deve ser o fator mais importante a influenciar a futura distribuição dos manguezais, e que seu efeito pode ter grande variação, dependendo da taxa local do aumento e da disponibilidade de sedimento para dar suporte ao restabelecimento do manguezal. Ellison (1996) acrescenta que, possivelmente, a amplitude de distribuição dos manguezais pode ser mais plástica do que o esperado, caso haja disponibilidade de novos espaços.

Devido às diferenças locais e regionais, as paisagens do Holoceno médio e superior incluem ambientes de manguezais tanto transgressivos como regressivos. A importância da história do nível do mar para estudo dos manguezais é a de que os settings, "séries de manguezais", correspondem a escalas de tempo geológico (Thom, 1984). Essas séries, criadas ou modificadas por forças geomórficas correspondem, no caso dos manguezais, a diversos tipos de formas de relevo que provêm substrato adequado e abrigo contra forças erosivas (Thom, 1984; Vale, 2004). Núcleos de bosques de mangue desenvolvidos sobre arenitos praiais (*beach rocks*) serão eliminados por níveis do mar mais elevados, uma vez que terão seus sistemas radiciais permanentemente inundados.

Para a costa amazônica, Cohen et al. (2005) sugerem que o aumento do NMRM em áreas de manguezal na Península de Bragança, litoral do Pará, seja devido às maiores temperaturas globais e consequentes degelos nos últimos 150 anos. Aumentos eustáticos no NMRM são reportados em áreas de manguezal no Rio de Janeiro (Soares, s/d), Papua Nova Guiné (Pernetta e Osborne, 1988), Taperebal, Pará (Vedel et al., 2006) e Ilha de Marajó, Pará (Behling et al., 2004). Nicholls et al. (1999) indicam que até o ano de 2080, haverá perda global de, aproximadamente, 22% das zonas úmidas costeiras. A resposta exata de um manguezal a um cenário de elevação do NMRM depende do balanço local entre as taxas de sedimentação e as taxas de elevação do NMRM (Woodroffe, 1995; Blasco et al., 1996). Soares (s/d) e Pereira (1998) fazem referência a regressões de manguezais na Baía de Sepetiba, RJ, com avanços progressivos sobre a feição apicum, que passa a ser uma alternativa para a migração do manguezal para áreas mais interiores na Baía de Todos os Santos, Bahia (Hadlich e Ucha, 2009).

Estudos de Ellison e Stoddart (1991), feitos a partir de registros estratigráficos do Holoceno e curvas de nível do mar, revelam que aumentos do NMRM global entre 8 e 9 cm/100 anos são compensados pelos manguezais; enquanto que aumentos de 9 a 12 cm/100 anos provocam estresse no ecossistema, e aumentos a partir de 12 cm/100 anos causam perda ecossistêmica.

3.9.2.2 AUMENTO DAS TEMPERATURAS MÉDIAS

O aumento previsto para as temperaturas médias deverá exercer pouca influência sobre o desenvolvimento dos manguezais em geral. Impactos indiretos do aumento térmico também devem ser considerados, como a possível perda de manguezais protegidos por recifes de corais (conectividade), devido à morte destes, devido ao branqueamento (McLeod e Salm, 2006). Com o aumento térmico o ecossistema poderá, eventualmente, ocupar latitudes mais altas para o norte e para o sul, porém sempre na dependência de vários outros fatores (Field, 1995). Contrariamente a esta ideia, Woodroffe e Grindrod (1991) e Snedaker (1995), citados por McLeod e Salm (2006), argumentam que eventos climáticos extremos de baixas temperaturas limitariam o deslocamento dos manguezais em direção aos polos.

3.9.2.3 ALTERAÇÕES NAS TAXAS DE CO,

O aumento na concentração de CO_2 atmosférico aumenta as taxas fotossintéticas em condições de baixa salinidade (Ball *et al.*, 1997). Para o Caribe, estudos de Ellison e Farnsworth (1996, 1997) relatam que o aumento da fotossíntese devido ao aumento das taxas de CO_2 atmosférico não compensará os efeitos dos aumentos do NMRM. Aparentemente, existem diferenças interespecíficas no metabolismo de CO_2 , que podem modificar a dinâmica competitiva entre as espécies de mangue (Farnsworth e Ellison, 1996; Snedaker e Araújo, 1998). Aumento de CO_2 também provoca branqueamento nos recifes de corais, reduzindo a proteção aos manguezais (conectividade) contra a ação das ondas (McLeod e Salm, 2006).

Fato importante nos manguezais é a grande capacidade de fixar carbono, principalmente ao nível das raízes, no substrato (Nellemann *et al.*, 2009; Huxman *et al.*, 2010; Donato *et al.*, 2011). Esse processo de acumulação no sedimento ocorre ao longo do tempo, enquanto que erosão ou desmatamento da cobertura vegetal, como nos empreendimentos de carcinocultura, facilita a liberação quase que imediata do CO₂ para a atmosfera. Experimentos feitos em florestas de mangue na Malásia (Jin-Eong, 1993) revelam que os sedimentos do manguezal liberam 50 vezes mais de carbono que a quantidade sequestrada.

3.9.2.4 ALTERAÇÕES NA PLUVIOSIDADE

Ellison (2000; 2004) aponta que mudanças na precipitação deverão ter efeitos sobre o crescimento e extensão das áreas de manguezal. É apresentado um cenário de aumentos de 25% de precipitação pluvial até 2050, com padrões de distribuição irregulares. Em áreas com decréscimo de pluviosidade, deverá haver redução no crescimento, sobrevivência de propágulos e na produtividade dos manguezais. Este fato favorecerá a sua substituição por plantas halófitas mais tolerantes. Sendo assim, podem ocorrer perdas em extensão e diversidade dos manguezais. Em contrapartida, nas áreas com maiores precipitações, poderá haver aumento de diversidade em zonação dos bosques e de taxas de crescimento de algumas espécies de mangue, podendo aumentar sua área de ocupação. Harty (2004) sugere que, nesses casos, deve aumentar a capacidade dos mangues de competir com a vegetação de zonas mais internas.

3.9.2.5 MUDANÇAS EM FREQUÊNCIA E INTENSIDADE DE TEMPESTADES TROPICAIS

Alterações na salinidade, nas taxas de inundação e no aporte de sedimentos estão entre as condições verificadas em decorrência das tempestades tropicais (Ellison e Stoddart, 1991). Essas condições podem comprometer a estabilidade e a composição das espécies na cobertura vegetal dos manguezais (Gilman et al., 2006). Alterações na linha de costa poderão desencadear processos de erosão e de deposição em taxas que excedam a resiliência das espécies vegetais típicas de mangue, passando a comprometer o equilíbrio ecológico do ecossistema (Hopkinson et al., 2008).

3.9.3 SÍNTESE

Mudanças climáticas globais, mais especificamente em temperatura, concentração de CO₂, precipitação, tormentas tropicais (furacões e tempestades) e nível do mar, em conjunto com impactos induzidos pelo homem, afetarão o equilíbrio ecológico dos manguezais. O nível do mar (NMRM), em muitos casos, é mais evidenciado, uma vez que é tido como o maior tensor dentre as mudanças climáticas (McLeod e Salm, 2006).

Os trabalhos consultados, referentes às alterações estruturais do ecossistema manguezal, não fazem referências explícitas a que estas sejam especificamente devido às mudanças climáticas. Entretanto, deixam entrever que, com o aumento das taxas e da frequência de recorrência de variáveis ambientais, há cenários de que certas respostas possam vir a ser associadas às mudanças climáticas.

A amplitude latitudinal tropical e subtropical da linha de costa do Brasil traz, em seu bojo, uma miríade de feições fisiográficas onde se abrigam os manguezais, com diversidade de estruturas pouco monitoradas em escalas temporais adequadas ao escopo do presente levantamento. Essa diversidade de características, sob as quais se desenvolvem os manguezais, exige monitoramentos de médio e longo prazos, em pontos representativos ao longo da costa. O fato de o manguezal ser um ecossistema extremamente adaptável às variações das condições do ambiente onde se insere exige muito mais tempo (décadas) de observações para identificar respostas consideradas normais em relação àquelas que estariam sendo manifestadas diante de novas condições ambientais

3.10. OCORRÊNCIA DE EROSÃO EM PRAIAS E ZONAS COSTEIRAS

3.10.1. A COSTA BRASILEIRA

A costa brasileira, com aproximadamente 9.000 quilômetros de extensão, apresenta uma grande diversidade de ambientes desenvolvidos ao longo do período Quaternário (Dominguez, 2009) que compreende os últimos dois milhões de anos e é caracterizado por uma sucessão de outros, glaciais e interglaciais.

Quanto a processos morfossedimentares, há uma variedade de forçantes que condicionam a zona costeira, acompanhadas por relativa interação entre ondas e marés e um aporte sedimentar que varia de Norte para Sul.

Geradas pela ação do vento, as ondas apresentam um claro padrão ao longo da costa, decaindo de Sul para Norte (Pianca *et al.*, 2010). Os níveis relativos do mar na costa brasileira há 120.000 e 5.600 anos anteriores ao tempo presente (AP), estiveram oito e cinco metros acima do atual, respectivamente. Concomitantemente a tais níveis transgressivos, sedimentos marinhos foram depositados na forma de planícies de cristas de praia, pontais e barreiras arenosas.

3.10.2 EROSÃO OBSERVADA NA COSTA DO BRASIL

A erosão observada ao longo da costa brasileira é apresentada em forma de síntese na Figura 3.12, de acordo com a classificação de compartimentos costeiros proposta por Villwock (1994), Muehe (1998, 2005, 2006), Muehe e Neves (1995) e Dominguez (2004, 2009).



Figura 3.12. Macrocompartimentação da costa brasileira

3.10.2.1 COSTA DE MANGUEZAIS DOMINADA PELA MARÉ DA REGIÃO NORTE

Com uma extensa plataforma continental, altamente influenciada pela descarga fluvial e pela deposição de sedimentos *de lama* do Rio Amazonas, essa região é submetida a um regime de macromarés, com alturas de até dez metros. Manguezais na Região Norte são abundantes e correspondem a 76% do total desse tipo de ecossistema encontrado na costa brasileira (Muehe, 1998).

Por sua vez, na praia estuarina de Mosqueiro, ao norte de Belém, e ao longo da costa atlântica, na região de Salinópolis e Ajuruteua, conforme El-Robrini *et al.* (2006), detectou-se a presença de erosão costeira. Souza-Filho e Paradella (2003) observaram variações da linha de costa na região de Bragança, também no Pará, através de imagens de radar.

No conjunto de mudanças ocorridas na costa, observadas entre 1972 e 1998, 60,6% representam áreas erosivas e 39,4%, acrescidas. Os autores observaram, ainda, que, entre estas, as maiores estão relacionadas a manguezais, sendo ocupadas por baixios arenosos, o que as torna mais suscetíveis à erosão.

Baseados em levantamentos da morfologia praiana, Krause e Soares (2004) destacaram as variações em menor escala espacial da Península de Bragança, incluindo as praias de Boíçucanga, Ajuruteua e Vila dos Pescadores. Os autores relacionam a erosão na área com intervenções antrópicas, ocupação, desmatamento de manguezais e estreitamento de canais de maré.

3.10.2.2 COSTA DO NORDESTE COM ESCASSEZ DE SEDIMENTOS

A costa do Nordeste é caracterizada pelo domínio de falésias sedimentares da Formação Barreiras – que se estende desde a região amazônica até a costa do Rio de Janeiro e consiste em uma cobertura sedimentar terrígena continental e marinha. Elas são encontradas em dois compartimentos – noa área do semiárido no Norte do País – incluindo aí os estados do Piauí, Ceará e a costa oeste do Rio Grande do Norte – e numa porção mais úmida, no Sul da região – desde a costa sul do Rio Grande do Norte até Salvador, na Bahia. No setor semiárido, os segmentos mais impactados pela erosão costeira estão no Ceará, na região ao Norte do porto de Pecém e em Fortaleza. No primeiro, o impacto resultou da deposição sedimentar em torno da estrutura portuária e, em Fortaleza, da retenção e do desvio do fluxo de sedimentos em algumas praias da região metropolitana, após a construção de um quebra-mar para a proteção do porto de Mucuripe (Morais et al., 2006).

Baseados em geoindicadores ambientais, Zuquette et al. (2004) classificaram a erosão costeira na região metropolitana de Fortaleza como severa, sendo a sua aceleração relacionada a atividades antrópicas. Em Macau e Guamaré, no estado do Rio Grande do Norte, a recessão da linha de costa está colocando em risco estações de bombeamento de petróleo (Vital et al., 2006). Sustentaram também estes autores, que o processo tem sido acelerado pela construção de estruturas perpendiculares nas praias potiguares de Macau, Caiçara do Norte e Touros.

Na costa de falésias sedimentares, a erosão é ampla e ocorre em quase toda a linha de costa, desde o Sul do Rio Grande do Norte, prosseguindo pela Paraíba e por Pernambuco, e estendendo-se até Alagoas. O contrário ocorre na costa de Sergipe, onde a abundante quantidade de sedimentos trazida pelos rios mantém aproximadamente 57% da costa em equilíbrio, enquanto 21% estão em erosão (Bitten-court et al., 2006).

Na Paraíba, segmentos da costa em erosão representam em torno de 42% dos 140 quilômetros de linha de costa (Neves et al., 2006). Em Pernambuco, aproximadamente 30% das praias apresentam processos erosivos, devidos, para a maioria destas últimas, a fatores naturais, como os de circulação costeira e déficit sedimentar. As intervenções antrópicas, muitas vezes, têm intensificado esse processo (Neves e Muehe, 1995; Manso et al., 2006).

Em Alagoas, a vulnerabilidade costeira é causada pelo reduzido aporte fluvial de sedimentos. O fenômeno erosivo se concentra principalmente na porção Norte desse estado, onde o turismo é mais intenso (Araújo et al., 2006). De acordo com Dominguez (1995), a suscetibilidade da costa à erosão é demonstrada pelas falésias ativas da Formação Barreiras, pela ausência de planícies costeiras e terraços pleistocênicos, assim como pela presença de arenitos de praia – as beach rocks, em inglês – sinalizando a retração da linha de costa.

Em Sergipe, de acordo com Bittencourt et al. (2006), os segmentos em erosão estão localizados em Atalaia Nova, ao Norte de Aracaju, e ao Sul da desembocadura do Rio São Francisco, onde a Vila do Cabeço foi completamente erodida. Áreas com grande variabilidade da linha de costa se localizam nas adjacências da desembocadura dos rios Real, Vaza-Barris e Sergipe, onde episódios erosivos causaram danos materiais significativos.

De forma geral, a costa do Estado da Bahia, entre Mangue Seco, na desembocadura do Rio São Francisco, e sua capital, Salvador, está em equilíbrio (Dominguez *et al.*, 2006). No entanto, uma abordagem mais detalhada para a costa norte baiana, realizada por Bittencourt *et al.* (2010), mostrou algumas regiões com evidências de erosão contínua entre Barra do Itariri e Sabaúma. Os autores relacionam tais eventos erosivos à passagem de frentes frias.

3.10.2.3 COSTA DELTAICA DOMINADA PELA AÇÃO DE ONDAS

A presença de falésias sedimentares da Formação Barreiras ainda é dominante, porém menos contínua na direção Sul. Planícies de cristas de praia se desenvolveram em frente aos Rios Jequitinhonha e Caravelas, na Bahia; Rio Doce, no Espírito Santo, e Rio Paraíba do Sul, no Rio de Janeiro. As mudanças no alinhamento dessas feições, associadas a modificações na deriva litorânea de sedimentos, indicam a alternância dos domínios de ondas geradas pelos ventos alísios e pelas frentes frias do Sul. Isso indica que essa região é altamente suscetível a modificações no predomínio ntre processos meteo-oceanográficos tropicais e subtropicais (Muehe, 2010).

Nessa região da Bahia, aproximadamente 60% da costa estão em equilíbrio e, 26%, em erosão, com intensos processos erosivos ocorrendo nas adjacências de desembocaduras fluviais. A retenção de sedimentos ocorre em Ilhéus e em cabos não consolidados, como a planície costeira de Caravelas. Grandes extensões de falésias no Sul do estado, de Cumuruxatiba à divisa com o Espírito Santo, estão sofrendo um balanço sedimentar negativo de longo prazo. (Dominguez et al., 2006).

No Espírito Santo, a linha de costa se alterna entre grandes extensões em erosão ou em equilíbrio, e alguns segmentos em acresção. Acresção é observada nas planícies costeiras do Rio Doce, ao Norte, e na região do Rio Itabapoana, no limite sul do estado (Albino *et al.*, 2006). Estudando processos sedimentares na região do Rio Doce, Dominguez *et al.*, (1983) e Albino e Suguio (2010) mostram a importância dos padrões de direção da deriva litorânea de sedimentos. Em função de sua configuração, o delta do Rio Doce causa modificações na direção do transporte litorâneo na região, provocando a alternância entre eventos construtivos e destrutivos.

No Norte do Rio de Janeiro, no trecho costeiro que vai desde perto da divisa com o Espírito Santo e até Cabo Frio, erosão acentuada ocorre ao Sul do Rio Paraíba do Sul, em Atafona. Ali, a areia está sendo retida na plataforma continental interna por conta da cobertura de lama escoada pelo rio e pela deriva litorânea dominante em direção ao Sul, para fora da área afetada (Muehe *et al.*, 2006).

Outras áreas em erosão incluem as costas altamente urbanizadas de Macaé e de Rio das Ostras (Muehe et al., 2006). Ao sul de Cabo Frio, a costa com alinhamento leste-oeste está exposta diretamente às ondas de tempestade do Sul. O transporte de sedimentos litorâneos tende a estar em equilíbrio ao longo do ano, com as ondas de alta energia menos frequentes do Sul e Sudoeste sendo compensadas pelas de Sudeste, mais frequentes.

Entre Cabo Frio e a Ilha da Marambaia, a linha de costa mostra sinais de instabilidade, com a transposição de ondas e a retração da escarpa imediatamente vizinha à praia (Muehe *et al.*, 2006). Da ordem de dez a quinze metros, este último processo foi observado em diversos lugares, em decorrência, principalmente, de um grande evento de tempestade em maio de 2001.

Não obstante, a linha de costa, considerando como tal a interseção da face praia com o nível médio do mar, entre Niterói e Arraial do Cabo, se tem mantido estável (Muehe, 2011).

Na longa e estreita barreira arenosa que separa a Baía de Sepetiba do Oceano Atlântico, na porção Oeste desse segmento, eventos de transposição e erosão da margem lagunar da mesma podem resultar em rompimentos temporários (Muehe, 2010). Por sua vez, na região metropolitana do Rio de Janeiro, que inclui o litoral de Niterói, a grande densidade populacional torna as costas, oceânica e estuarina, mais vulneráveis a erosão, alagamentos e deslizamentos. A expansão de áreas urbanizadas sobre regiões baixas de antigas lagunas – como, por exemplo, é a Barra da Tijuca –, com capacidade de drenagem limitada, representa riscos que crescerão em cenários de aumento do nível do mar e de intensidade das tempestades (Muehe e Neves, 2008).

3.10.2.4 COSTA ROCHOSA DO SUDESTE

Esse compartimento, que se estende da Ilha Grande, no estado do Rio de Janeiro, ao Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, é caracterizado pela proximidade da cadeia montanhosa da Serra do Mar. Modificações na linha de costa em função de erosão, no estado de São Paulo, geralmente ocorrem isoladamente e associadas a obstáculos naturais ou artificiais que interrompem o fluxo de sedimentos ao longo da costa (Tessler et al., 2006).

No Paraná, as modificações mais significativas da linha de costa ocorrem nas adjacências de desembocaduras estuarinas – e.g., o canal do Superagui, Ilha das Peças, Ilha do Mel, Pontal do Sul, Ponta de Caiobá e Guaratuba. o canal do Superagui, Ilha das Peças, Ilha do Mel, Pontal do Sul, Ponta de Caiobá e Guaratuba. Essas alterações incluem erosão e acresção em diferentes trechos e ocorreram em níveis de até 100 metros ao longo de períodos inferiores a uma década.

Já a linha de costa oceânica é mais estável. Nela, as áreas mais impactadas pela erosão são as praias de Flamengo e Riviera e a porção central da praia de Matinhos, restaurada com realimentação praial (Angulo et al., 2006).

Em Santa Catarina, os estudos se concentraram na porção centro-norte (Klein et al., 2006) e na Ilha de Santa Catarina (Horn, 2006). Na área continental, os riscos associados à erosão costeira resultam tanto da ocupação desordenada como de tempestades. Os pontos mais críticos, de média intensidade, se localizam em Barra Velha, Piçarras e Penha. Em Bombinhas, a intensidade é menor.

Na Ilha de Santa Catarina, esses processos erosivos ocorrem ao longo da costa oceânica, sobretudo nas áreas urbanas do Norte da ilha, onde se situam as praias de Canavieiras, Cachoeira e dos Ingleses, e no Noroeste da Barra da Lagoa. Áreas urbanizadas ao Leste e ao Sul, com risco de médio a alto de erosão, incluem o Campeche, a Armação e o Pântano do Sul (Horn, 2006).

3.10.2.5 A COSTA ARENOSA DO SUL

Do Cabo de Santa Marta, em Santa Catarina, ao Chuí, no Rio Grande do Sul, a linha de costa é formada por uma extensa e larga faixa de praia, com sedimentos predominantemente finos, em frente a um múltiplo sistema de ilhas que constroem uma barreira marinha.

A deriva litorânea dominante na região é para Norte, com algumas inversões relacionadas à sazonalidade do clima de ondas e à orientação da linha de costa (Siegle e Asp, 2007). As praias mostram grande variabilidade morfodinâmica com alternância entre longos trechos de avanço e retração da linha de costa (Toldo Jr. et al., 2006) e reversões nesses padrões ao longo do tempo (Esteves, 2006; Esteves et al., 2006).

Os segmentos localizados de erosão costeira foram descritos por Calliari et al. (1998) e Speranski e Calliari (2006) e estão relacionados à convergência de ondas na região de Mostardas, entre Bojuru e Estreito, e em pequenos segmentos próximos à praia do Cassino e no extremo Sul, próximo ao Chuí. Uma revisão crítica do fenômeno erosivo na costa do estado do Rio Grande do Sul foi feita por Dillenburg et al. (2004), sugerindo que o balanço negativo de sedimentos em curto e longo termo é a maior causa da erosão nesse segmento da costa.

3.10.3. SÍNTESE

Ao longo da extensão da linha de costa brasileira são vários os trechos em erosão, distribuídos irregularmente e, muitas vezes, associados aos ambientes dinâmicos de desembocaduras. A ocupação desordenada é outra grande causa apontada para a ocorrência de tal fenômeno em praias brasileiras. A construção civil, em áreas próximas à linha costeira, por vezes, não só compromete o balanço sedimentar local, como pode iniciar ou acelerar o processo erosivo. A elevação do nível do mar e as maiores frequência e intensidade das tempestades, associadas ao aumento de temperatura do oceano, reforçam-no ainda mais.

Diversas são as áreas costeiras densamente povoadas que se situam em regiões planas e baixas, nas quais os problemas já existentes de erosão, drenagem e inundações serão amplificados em cenários de mudanças climáticas.

A vulnerabilidade dos diversos macrocompartimentos analisados em conjunto representa a situação atual que, quando considerada sob os aspectos das mudanças climáticas potenciais, como principalmente

a elevação do nível do mar, tende a se tornar mais crítica.

Em especial, o agravamento decorrente da erosão e inundação costeiras, tem reflexos sobre as áreas urbanas de baixa altitude, como também sobre as áreas de manguezais, cuja capacidade de adaptação à elevação do nível relativo do mar poderá ficar comprometida, a depender não somente das suas taxas de aumento e de aporte sedimentar, como também da disponibilidade de espaço para acomodação.

Uma evaporação maior decorrente de uma temperatura mais elevada deverá provocar, igualmente, um maior transporte eólico no litoral do Nordeste semiárido, com aumento da transferência de sedimentos da praia para o campo de dunas e a consequente expansão do déficit de sedimentos. Ao mesmo tempo, ciclones extratropicais mais frequentes e intensos tenderão a aumentar a recorrência de eventos extremos, com ondas altas, ventos fortes e precipitações intensas afetando partes do litoral Sul e Sudeste do País.

Reajustamentos morfossedimentares de praias por transposição de ondas sobre arenitos submersos defronte a largos trechos do litoral do Nordeste, assim como mudanças na intensidade do transporte litorâneo – e mesmo, a sua reversão –, provocadas pela alteração do ângulo de incidência das ondas, devem implicar erosão e acumulação localizada de sedimentos.

Por fim, o número maior de eventos extremos poderá resultar em aumento do aporte de sedimentos da plataforma continental interna para a zona costeira, de modo a compensar parcialmente o déficit no balanço sedimentar decorrente da modificação no equilíbrio morfossedimentar provocado pelas mudanças do clima.

3.11. RELAÇÕES ENTRE MUDANÇAS CLIMÁTICAS E OS PRIMEIROS NÍVEIS DA REDE TRÓFICA MARINHA

3.11.1 INTRODUÇÃO

A Convenção da Diversidade Biológica realizada em outubro de 2010, em Nagoya, Japão, concluiu que, em 40 anos, 30% da biodiversidade global foram perdidos, o que implica em perdas anuais entre US\$ 2 trilhões e US\$ 4,5 trilhões por ano que deixaram de ser computados nos cálculos do Produto Interno Bruto (PIB) de cada país (PNUMA, 2010).

Os ecossistemas marinhos representam um dos setores em que perdas como essas são cada vez mais evidentes. O *Primeiro Censo Marinho Global* acusou um grande desconhecimento acerca das espécies marinhas (Ausubel *et al.*, 2010). Até essa data, cerca de 250 mil espécies haviam sido identificadas enquanto outras cerca de 750 milaguardavam identificação. Este cálculo ainda assim desconsidera milhões de espécies de microrganismos, equivalentes a 90% da biodiversidade oceânica. A falta de proteção das zonas costeiras e marinhas torna a situação ainda mais grave, uma vez que milhares de espécies podem vir a desaparecer sem mesmo terem sido conhecidas. No Brasil, apenas 1,5% da área costeira é protegida, menos do que 10% das espécies marinhas são conhecidas e os microrganismos sequer entram nesse cômputo.

3.11.2 O PAPEL DO FITOPLÂNCTON NA REDE TRÓFICA MARINHA E NA BOMBA BIOLÓGICA

Estima-se que 48% da absorção biológica global de carbono sejam de responsabilidade do fitoplâncton marinho (Field et al., 1998) – microrganismos que realizam essa atividade através da fixação fotossintética diária de CO₂. Parte do carbono fixado nas regiões iluminadas do oceano eventualmente afunda para as regiões mais profundas, onde é reconvertida em CO₂ via remineralização, ou permanece seqüestrado no sedimento. Esse processo de remoção continua de CO₂ das regiões superficiaias do oceano produz o que se denomina de *bomba biológica*, responsável por remover continuamente o CO₂ da atmosfera. O balanço entre a fixação de CO₂ e o acúmulo de carbono no sedimento estabelece a extensão do sequestro efetivo de CO₂ atmosférico.

Riebesell et al. (2007) descrevem evidências de que essa bomba biológica pode se tornar mais forte sob concentrações elevadas de CO_2 na atmosfera e, assim, prover uma retroalimentação negativa em relação à elevação das concentrações atmosféricas desse gás de efeito estufa. De acordo com os cálculos desses autores, a retroalimentação representa 10% do CO_2 extra que foi emitido para a atmosfera desde o início da Revolução Industrial, há quase 300 anos. De 25% a 30% do CO_2 antropogênico atravessam a superfície do oceano, aumentando a concentração de carbono inorgânico dissolvido (*DIC*) e a acidez das águas, com um prejuízo potencial para o próprio fitoplâncton, principalmente aqueles que apresentam elementos calcários em suas estruturas celulares, bem como para outros organismos marinhos.

Apesar de os oceanos representarem os maiores reservatórios de *DIC*, algo como somente 1% se encontra em forma de CO_2 , a molécula requerida pela enzima fotossintética Rubisco, a qual opera com pouca eficiência nas concentrações de dióxido de carbono típicas da água do mar. Dessa forma, Riebesell *et al.* (2007) argumentam que o aumento das concentrações de CO_2 no ambiente pode favorecer a eficiência fotossintética, aumentando a absorção do gás carbônico antropogênico (). Em trabalho mais recente (Krug *et al.*, 2011) mostram que, para os Coccolithus (importante grupo de organismos fitoplanctônicos responsável por fixação de carbonatos e aumento do albedo terrestre) de modo geral, o aumento da fotossíntese é acompanhado por redução nas taxas de calcificação do organismos. Gereth *et al* (2014) mostram que o aumento da temperatura reduz a razão CIP /COP (Carbono inorgânico particulado/ Carbono orgânico particulado) e aumenta os requisitos de fósforo para Coccolithus pelagicus devido a um maior requisito de fósforo para manter o crescimento e a taxa de produção de POC para a espécie em alta temperatura, possivelmente reduzido sua abundância em oceanos quentes. Isso resultaria numa CIP/ COP <1, favorecendo o sequestro de CO₂ em relação à liberação.

Entretanto, Muller et al (2010) demonstram a redução das taxas de crescimento a longo prazo sob concentrações elevadas de CO₂ para Emiliania huxleyi and Coccolithus braarudii o que também pode reduzir o efeito da bomba biológica nessas condições. O trabalho de Lassen et al. (2010) foca outro aspecto não considerado nos estudos anteriores: o efeito do aumento da temperatura sobre a estrutura da comunidade de fitoplâncton. Seus resultados mostram que, para acréscimos de temperatura de cerca de 3 C, os dinoflagelados e a diatomácea Thalassionema nitzchioides aumentaram em abundância em mesocosmos experimentais submetidos a aquecimento. Já a diatomácea Skeletonema marinoi, usual formadora de florações de primavera na região do estudo, foi pouco encontrada nos mesocosmos mais aquecidos. Esses resultados indicam que elevações na temperatura podem promover resultados não previstos ao longo da rede trófica.

Esses resultados experimentais confirmaram alterações *in situ* observadas na comunidade fitoplanctônica da Península Ocidental Antártica por Montes-Hugo *et al.* (2009), que as atribuíram ao aquecimento que a região tem sofrido. O clima desse local atravessa transformação, do tipo climático frio-seco para tipo climático quente-úmido sub-Antártico.Com base em dados de campo e colhidos por satélites ao longo de três décadas, os autores comprovaram que a produtividade biológica, estimada a partir das concentrações de clorofila de superfície, tem mudado significativamente ao longo da plataforma da península. No verão, a produtividade nas águas de superfície declinou por volta de 12% nos últimos 30 anos sobretudo na direção do Norte da península. As tendências de variação latitudinal da clorofila refletiram os padrões de desvios na cobertura de gelo, da formação de nuvens e de ventos afetando a coluna de água. Por sua vez, as mudanças regionais no fitoplâncton coincidem com as observadas no crustáceo krill (Euphausia superba), que está sendo substituído por salpas (gelatinosos), e com mudanças nas populações de pinguins Adélia que estão sendo substituídos por pinguins Chinstrap. Estes resultados indicam claramente que mudanças na temperatura promovem alterações na base da rede trófica que acabam tendo um reflexo expressivo nos níveis tróficos superiores. Também, demonstram o grau de complexidade a ser observado pelos estudos experimentais acerca dos efeitos das mudanças climáticas e dos efeitos de retroalimentação sobre o clima, uma vez que elevações nas concentrações de CO₂ atmosférico certamente serão acompanhadas de aumentos na temperatura das águas superficiais.

Outro importante trabalho recente (Boyce et al., 2010) mostra alguns resultados aparentemente contraditórios em relação às extrapolações decorrentes dos estudos de Riebesell et al. (2007). Ao analisarem os dados de concentração de fitoplâncton coletados por imagens de satélite disponíveis desde 1979, esses autores verificaram possíveis flutuações em escala decadal ligadas à forçante climática. Porém, a extensão temporal desses registros é insuficiente para identificar tendências de longo prazo. Por sua vez, ao combinarem valores de medidas de transparência do oceano com observações *in situ* de clorofila, a fim de estimar a dependência temporal da biomassa do fitoplâncton em escalas locais, regionais e global desde 1899, Boyce *et al.* verificaram, na obra citada, um declínio médio de 1% ao ano na biomassa fitoplanctônica. A análise revelou ainda, flutuações interanuais a decadais sobrepostas a tendências de longo prazo e fortemente correlacionadas a índices climáticos em escala de bacia oceânica. As tendências de declínio apresentaram-se correlacionadas a aumentos da temperatura de superfície do oceanoOs resultados obtidos apontam para uma necessidade de que este declínio passe a ser considerado em estudos do ecossistema marinho, de ciclagem de nutrientes, circulação oceânica, pesca e modelos climáticos.

3.11.3 PAPEL DOS MICRO-ORGANISMOS MARINHOS NA REGULAÇÃO CLIMÁTICA

As preocupações em relação às mudanças climáticas contemporâneas e futuras têm se voltado principalmente para o aumento exponencial das concentrações atmosféricas de CO_2 a partir do século passado em função da queima de combustíveis fósseis e florestas. Entretanto, fica cada vez mais claro para os cientistas que outros gases de efeito estufa, além do CO_2 , são motores extremamente potentes do sistema climático global (IPCC, 2007).

O papel do fitoplâncton na regulação climática não se traduz somente na absorção e sequestro diários de gás carbônico e na liberação de oxigênio. Conforme estudos recentes, a comunidade planctônica pode contribuir para reduzir o fluxo de radiação para a superfície e para ampliar o albedo terrestre – a capacidade reflexiva de luz da superfície –, através da produção de compostos que se transformam em aerossóis, os quais geram núcleos de condensação de nuvens na atmosfera (Charlson, 1987; Vallina e Simó, 2007; Liss, 2007). Isto sugere que a produtividade primária pode exercer importante papel no controle da cobertura de nuvens sobre os oceanos, como efetivamente demonstraram Meskhidze e Nenes (2006). Estes autores combinaram observações de satélite das concentrações de clorofila no oceano e da cobertura de nuvens sobre uma floração no Oceano Antártico. Verificaram que a produtividade biológica tem um efeito significativo sobre determinados tipos de nuvens que se formam sobre o oceano, o que levou a uma grande modificação no fluxo radioativo de ondas curtas no topo da atmosfera.

Estudos feitos com simulações de perturbações em modelos climáticos Oceano-Atmosfera – os quais incluem os ecossistemas oceânicos e o ciclo global do enxofre – têm demonstrado a conexão entre sulfeto de dimetila (DMS) e o clima. Isto porque tanto o aumento como a redução das emissões desse gás-traço exercem forte efeito de retroalimentação negativa sobre o clima, aumentando ou reduzindo o albedo pelas mudanças na formação de nuvens (Gunson et al., 2006).

Efeitos de retroalimentação negativa de DMS sobre o clima foram verificados através da forte correlação entre a dose de radiação solar e a concentração de DMS sobre a superfície global dos oceanos (Vallina e Simó, 2007). Entretanto, os fatores que controlam sua emissão pelo fitoplâncton são pouco compreendidos (Liss, 2007), o que limita a confiabilidade das previsões futuras dos fluxos de DMS para a atmosfera.

Outros orgânicos voláteis, como os organohaletos – por exemplo, o metilbrometo –, produzidos pela biota planctônica marinha, também são importantes no contexto da retroalimentação do clima.

Esse composto se decompõe liberando o brometo inorgânico que atua sobre o balanço atual do O_3 (Yang et al., 2005). Tanto as emissões naturais de brometo nos oceanos como o isopreno da biota terrestre são sensíveis ao clima e importantes de serem quantificados. Mudanças futuras na circulação atmosférica podem promover o aumento de compostos reativos de brometo inorgânico na baixa estratosfera, com o potencial de destruição do O_3 (Yang et al., 2005; Pyle et al., 2007).

As microalgas marinhas também são responsáveis por emissões contendo iodeto, as quais podem ser convertidas em partículas de aerossol e passar a ter, nessa forma, importante significado climático, em função da cor mais clara desses últimos quando comparada a dos oceanos. (O'Dowd e de Leeuw, 2007). Os fatores que controlam a produção primária – e, portanto, do aerossol marinho – e secundária – responsável pela química oxidativa dos aerossóis marinhos, - ainda estão por ser elucidados. Outras ameaças dizem respeito ao efeito do aumento da radiação ultravioleta sobre o fitoplâncton em decorrência da redução da camada de ozônio (Mohovic et al, 2006; Roy et al, 2006), apesar de que trabalhos recentes têm apontado para uma recuperação da camada de ozônio em função de maior controle de emissão de gases compostos por CFC (Gianesella e Saldanha-Corrêa, 2010)Com base em constatações dessa natureza, Beerling et al. (2007) enfatizaram que é uma prioridade a incorporação de resultados experimentais e observacionais recentes, especialmente acerca da influência do CO₂ sobre as emissões de gases-traço pelas microalgas marinhas, aos modelos do sistema global. Os resultados desses modelos poderão ser confrontados com dados históricos das concentrações, obtidos de cores de gelo polar estendendo-se até 650.000 anos, que poderão fornecer referências para sua avaliação. Tais observações através de ampla faixa de escalas de tempo permitiriam estabelecer a sensibilidade do clima da Terra, uma métrica que influirá sobre nossa capacidade de decidir o que constitui uma "mudança climática perigosa" (Andreae et al., 2005; Andreae, 2007).

Estudos de modelagem (Bopp et al., 2003; Gabric et al., 2004) sugerem que um pequeno aumento na produção de DMS oceânico, em resposta a um aquecimento climático referente à duplicação das concentrações de CO₂, depende fortemente de uma base limitada de dados de fluxos de DMS observados no oceano atual, como aqueles obtidos por Kettle et al. (1999).

Efetivamente, esta classe de modelos deve considerar as observações experimentais, ainda limitadas, as quais demonstram que concentrações elevadas de CO₂ surpreendentemente suprimem as emissões de DMS (Sunda et al., 2002). Caso esta resposta seja verificada para o fitoplâncton de modo geral, num mundo futuro com alto CO₂ poderá ser reduzida a eficiência de um mecanismo de retroalimentação negativo que auxiliaria a baixar as temperaturas planetárias. Por outro lado, tais microrganismos são extremamente sensíveis a alterações ambientais eas implicações dos efeitos das mudanças climáticas sobre eles ainda são pouco claras, em decorrência da falta de informações básicas sobre a composição e o funcionamento dessa comunidade.

3.11.4 SÍNTESE

Conforme a Terra entra num período de mudanças climáticas antropogênicas rápidas, com possibilidades concretas de mudanças climáticas drásticas nas próximas poucas décadas, o conhecimento da biologia e da geoquímica envolvidas nesses processos e seus respectivos papéis no clima da Terra ainda são pouco conhecidos e exigem uma prioridade crítica de pesquisas.

O Brasil, hoje, se encontra apto a participar de estudos mais minuciosos de modelagem climática (Tollefsson, 2010), tanto em termos de recursos humanos como tecnológicos que incluam os aspectos necessários apontados nesta revisão.

Não se pode, entretanto, deixar também de considerar os diagnósticos sobre a biodiversidade no oceano, bem como de estabelecer políticas de conservação, que devem, entretanto, estar interligadas às políticas acerca do uso de combustíveis fósseis, do uso do solo, da qualidade das águas dos rios, do controle da poluição atmosférica, etc, uma vez que, no caso do plâncton, estes organismos, apesar de microscópicos, ao mesmo tempo em que exercem tremendo controle sobre o balanço de gases e temperatura terrestres, são extremamente frágeis e dependentes das condições físicas e químicas dos oceanos, cujas modificações em função do excesso de CO₂ atmosférico provocarão alterações ainda difíceis de serem previstas sobre o seu metabolismo e biodiversidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Albino, J.S. e K. Suguio, 2010: Sedimentation processes and beach morphodynamics active at the Doce River mouth, Espírito Santos State, Brazil. An. Acad. Bras. Cienc., 82(4), 1031-1044.

Albino, J., G. Girardi e K.A. do Nascimento, 2006: Espírito Santo. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 227-264.

Albright, R.C. e C. Langdon, 2011: Ocean acidification impacts multiple early life history processes of the Caribbean coral Poritesastreoides. Global Change Biol., 17, 2478-2487.

Albuquerque, A.L.S., 2011: Produtividade na ressurgência costeira de Cabo Frio e seu potencial de acúmulo de matéria orgânica: interações hidrosfera-biosfera. Relatório de Atividades. Rede de Geoquímica da Petrobras. 212pp.

Alley, R.B., P.U. Clark, P. Huybrechts e I. Joughin, 2005: Ice-sheet and sea-level changes. Science, 310(5747), 456-60. doi: 10.1126/science.1114613.

Anderson, R.F. et al., 2009: Wind-driven upwelling in the Southern Ocean and deglacial rise in atmospheric CO2. Science, 323, 1443-1447.

Andreae, M.O., 2007: Atmospheric aerosols versus greenhouse gases in the twenty-first century. Phil. Trans. R. Soc. A, 365, 1915-1923.

Andreae, M.O., C.D. Jones e P.M. Cox, 2005: Strong present-day aerosol cooling implies a hot future. Nature, 435, 1187-1190.

Angulo, R.J. et al., 2006: Paraná. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 347-400.

Antoine, D., J.M. André e A. Morel, 1996: Oceanic primary production: 2 estimation at global scale from satellite (coastal zone color scanner) chlorophyll. Global Biogeochem. Cycles, 10(1), 57-69.

Antonov, J., S. Levitus e T. Boyer, 2002: Steric sea level variations during 1957-1994: Importance of salinity. J. Geophys. Res, 107(C12), 8013–8020.

Araújo, T.C.M., R.C.A.L. Santos, J.C.S. Seoane e V.A.V. Manso, 2006: Alagoas. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 197-212.

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

Arruda, W.Z., C.A.D. Lentini e E.J.D. Campos, 2005: The use of satellite derived upper ocean heat content to the study of climate variability in the South Atlantic. Rev. Bras. Cartogr., 57/02, 87-92.

Ashok, K. e T. Yamagata, 2009: The El Niño with a difference. Nature, 461, 481-484.

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

Ausubel, J.H., D.T. Crist e P.E. Waggoner (eds.), 2010: First Census of Marine Life 2010: Highlights of a Decade of Discovery. Census of Marine Life, Washington, DC, 64 pp.

Bacon, P.R., 1994: Template for evaluation of impacts of sea-level rise on Caribbean Coastal Wetlands. Ecol. Eng., 3(2), 171-186.

Baker, A.C., P.H. Glynn e B. Riegl, 2008: Climate change and coral reef bleaching: An ecological assessment of long-term impacts, recovery trends and future outlook. Estuarine Coastal Shelf Sci., 80(4), 435-471.

Ball, M.C., M.J. Cochrane e H.M. Rawson, 1997: Growth and water use of the mangroves Rhizophora apiculata and R. stylosa in response to salinity and humidity under ambient and elevated concentrations of atmospheric CO2. Plant Cell Environ., 20, 1158-1166.

Beal, L.M., W.P.M., De Ruijter, A. Biastoch e R. Zahn, 2011: On the role of the Agulhas system in ocean circulation and climate. Nature, 472, 429-436.

Beerling, D.J., C.N. Hewitt, J.A. Pyle e J.A. Raven, 2007: Critical issues in trace gas biogeochemistry and global change. Phil. Trans. R. Soc. A., 365, 1629-1642.

Behling, H., M.C.L. Cohen e R.J. Lara, 2004: Late Holocene mangrove dynamics of Marajó Island in Amazonia, northern Brazil. Veget. Hist. Archeobot., 13, 73-80.

Berger, U. et al., 2008: Advances and limitations of individual-based models to analyze and predict dynamics of mangrove forests. Aquat. Bot., 89(2), 260-274.

Berner, R.A., 1982: Burial of organic carbon and pyrite sulphur in the modern ocean: its geochemical and environmental significance. Am. J. Sci., 282, 451–473.

Biastoch, A., C.W. Böning e J.R.E. Lutjeharms, 2008: Agulhas leakage dynamics affects decadal variability in Atlantic overturning circulation. Nature, 456, 489-492.

Biastoch, A., C.W. Böning, F.U. Schwarzcopf e J.R.E. Lutjeharms, 2009: Increase in Agulhas leakage due to poleward shift of Southern Hemisphere westerlies. Nature, 462, 495-498.

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.

Bittencourt, A.C.S.P., F.C. Livramento, J.M.L. Dominguez e I.R. Silva, 2010: Tendência de longo prazo à erosão costeira num cenário perspectivo de ocupação humana: litoral norte do estado da Bahia. Rev. Bras. Geociênc., 40(1), 125-137.

Bittencourt, A.C.S.P., M.B. de Oliveira e J.M.L. Dominguez, 2006: Sergipe. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.).]. Ministério do Meio Ambiente, Brasília, pp. 131-154.

Blasco, F., P. Saenger e E. Janodet, 1996: Mangroves as indicators of coastal change. Catena, 27, 167-178.

Böning, C.W. *et al.*, 2008: The response of the Antarctic Circumpolar Current to recent climate change. Nature Geosci., 1, 864-869, doi:10.1038/ngeo362.

Bopp, L., O Aumont, S. Belviso e P. Monfray, 2003: Potential impact of climate change on marine dimethyl sulphide emissions. Tellus B, 55, 11-22.

Bousquet, P. et al., 2000: Regional changes in carbon dioxide fluxes of land and oceans since 1980. Science, 290(5495), 1342-1346.

Boyce, D.G., M.R. Lewis e B. Worm, 2010: Global phytoplankton decline over the past Century. Nature, 466, 591-596.

Boyer, T., et al., 2007: Changes in freshwater content in the North Atlantic Ocean 1955-2006. Geophys. Res. Lett., 34, L16603, doi:10.1029/2007GL030126.

Boyer, T.P. et al., 2005a: Linear trends in salinity for the World Ocean, 1955-1998. Geophys. Res. Lett., 32, L01604, doi:10.1029/2004GL021791.

Boyer, T.P. *et al.*, 2005b: Objective analyses of annual, seasonal, and monthly temperature and salinity for the world ocean on a 0.25 Grid. Int. J. Climatol, 25, 931-945.

Cabanes, C., A. Cazenave e C. Le Provost, 2001: Sea level rise during past 40 years determined from satellite and *in situ* observations. Science, 294(5543), 840-2. doi: 10.1126/science.1063556.

Cai, W., P.H. Whetton e D.J. Karoly, 2003: The response of the Antarctic Oscillation to increasing and stabilized atmospheric CO2. J. Clim., 16, 1525-1538.

Caldeira, K. e M.E. Wickett, 2003: Anthropogenic carbon and ocean pH. Nature, 425 (6956), 365.

Caldeira, K. e M.E. Wickett, 2005: Ocean model predictions of chemistry changes from carbon dioxide emissions to the atmosphere and ocean. J. Geophys. Res., 110, C09S04, doi:10.1029/2004JC002671.

Calliari, L., N. Speranski e I. Boukareva, 1998: Stable focus of wave rays as a reason of local erosion at the southern Brazilian coast. J. Coastal Res., SI 26, 19-23.

Campos, R.M., R. Camargo e J. Harari, 2010: Caracterização de eventos extremos do nível do mar em Santos e sua correspondência com as reanálises do modelo do NCEP no sudoeste do Atlântico Sul. Rev. Bras. Meteorol., 25(2), 175-184.

Cardinal, D. et al., 2005: Variations of carbon remineralisation in the Southern Ocean illustrated by the Baxs proxy. Deep Sea Res. Part I, 52, 355-370.

Carson, M. e D.E. Harrison, 2010: Regional interdecadal variability in bias-corrected ocean temperature data. J. Clim., 23, 2847-2855.

Carvalho, L. M. V., Jones C., Ambrizzi T., 2005: Opposite Phases of the Antarctic Oscillation 23 and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity in the Tropics during the Austral 24 Summer. J. Climate, 18, 702-718.

Carton, J.A. e S. Hakkinen, 2011: Introduction to Atlantic Meridional Overturning Circulation (AMOC). Deep Sea Res. Part II, 58, 1754-1767.

Chang, P., L. Ji e H. Li, 1997: A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions. Nature, 385, 516-518.

Charlson, R.J., J.E. Lovelock, M.O. Andreae e S.G. Warren, 1987: Oceanic phytoplankton, atmospheric sulphur, cloud albedo and climate. Nature, 326, 661-665.

Church, J.A. e N.J. White, 2006: A 20th century acceleration in global sea-level rise. Geophys. Res. Lett., 33, L01602, doi:10.1029/2005GL024826.
Church, J.A., et al., 2001: Changes in sea level. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group 1 to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T. et al. (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY: Cambridge University Press.

Church, J.A. et al., 2004: Estimates of the regional distribution of sea level rise over the 1950-2000 period. J. Clim., 17(13), 2609-2625, doi: 10.1175/1520-0442(2004)017<2609:EOTRDO>2.0.CO;2.

Church, J.A. et al., 2008: Understanding global sea levels: past, present and future. Sustain. Sci., 3(1), 9-22, doi: 10.1007/s11625-008-0042-4.

Cintrón-Molero, G. e Y. Schaeffer-Novelli, 1992: Ecology and management of New World mangroves. In: Coastal plant communities of Latin America [Seeliger, U. (Ed.)]. Waltham, MA: Academic Press, pp. 233-258.

Cohen, M.C.L., H. Behling e R.J. Lara, 2005: Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. Rev. Palaeobot. Palynol., 136, 93-108.

Cunha-Lignon, M., et al. 2009: Mangrove forests and sedimentar processes on the South coast of São Paulo State (Brazil). J. Coastal Res., SI 56 (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 405-409.

Cunningham, S.A. et al., 2007: Temporal variability of the Atlantic meridional overturning circulation at 26.5°N. Science, 317, 935-938.

Curry, R., B. Dickson e I. Yashayaev, 2003: A change in the freshwater balance of the Atlantic Ocean over the past four decades. Nature, 426(6968), 826–829.

Curry, R. e C. Mauritzen, 2005: Dilution of the northern North Atlantic Ocean in recent decades. Science, 308, 1772–1774.

Curtis, S. e R.F. Adler, 2003: The evolution of *El Niño*-precipitation relationships from satellites and gauges. Geophys. Res. Lett., 108, 4153, doi:10.1029/2002 JD002690.

D'Onofrio, E.E., J.L. Pousa, E.J. Schnack e G.R. Bertola, 2009: Storm surge and coastal impacts at Mar del Plata, Argentina. Cont. Shelf Res., 29, 1643-1649.

Dai, A. e K. Trenberth, 2002: Estimates of freshwater discharge from continents: Latitudinal and seasonal variations. J. Hydrometeorol., 3, 660-687.

Dai, A., T. Qian, K. Trenberth e J. Milliman, 2009: Changes in continental freshwater discharge from 1948 to 2004. J. Clim., 22(10), 2773-2792.

Deness, B., 1987: Sea-level modelling: the past and the future. Prog. Oceanogr., 18, 41-59.

Dillenburg, S.R., L.S. Esteves e L.J. Tomazelli, 2004: A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. An. Acad. Bras. Cienc., 76(3), 611-623.

Domingues, C.M. *et al.*, 2008: Improved estimates of upper-ocean warming and multi-decadal sea-level rise. Nature, 453, 1090-U1096.

Dominguez, J.M.L., 1995: Regional assessment of short and long term trends of coastal erosion in northeastern Brazil. In: 1995 LOICZ - Land-Ocean Interactions in the Coastal Zone. São Paulo, 8-10.

Dominguez, J.M.L., 2004: The coastal zone of Brazil: an overview. J. Coastal Res., SI 39, 16-20.

Dominguez, J.M.L., 2009: The coastal zone of Brazil. In: Geology and geomorphology of Holocene coastal barriers of Brazil [Dillenburg, S.R. e P.A. Hesp (Eds.)]. Berlin: Springer, pp. 253-288. (Lecture Notes in Earth Sciences, 107).

Dominguez, J.M.L., A.C.S.P. Bittencourt e L. Martin, 1983: O papel da deriva litorânea de sedimentos arenosos na construção das planícies costeiras associadas às desembocaduras dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. Rev. Bras. Geociênc., 13(2), 98-105.

Dominguez, J.M.L. et al., 2006: Bahia. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 219-225.

Donato, D.C., et al., 2011: Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. Nature Geosci., 4, 293-297, doi:10.1038/NGEO1123.

Doney, S.C., V.J. Fabry, R.A. Feely e J.A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: the other CO2 problem. Ann. Rev. Mar. Sci. 1, 169-192.

Donners, J. e S.S. Drijfhout, 2004: The Lagrangian view of South Atlantic interocean exchange in a global ocean model compared with inverse model results. J. Physical Oceanogr., 34, 1019-1035.

Douglass, E.M. et al., 2012: Subtropical mode water variability in a climatologically forced model in the Northwestern Pacific Ocean. J. Phys. Oceanogr., 42, 126-140.

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

Ellison, A.M. e E.J. Farnsworth, 1996: Anthropogenic disturbance of Caribbean mangrove ecosystems: past impacts, present trends, and future predictions. Biotropica, 28(4a), 549-565.

Ellison, A.M. e E.J. Farnsworth, 1997: Simulated sea level change alters anatomy, physiology, growth, and reproduction of red mangrove (Rhizophora mangle L.). Oecologia, 112(4), 435-446.

Ellison, J.C., 1993: Mangrove retreat with rising sea-level, Bermuda. Estuarine Coastal Shelf Sci., 37(1), 75-87.

Ellison, J.C., 1996: Pollen evidence of Late Holocene mangrove development in Bermuda. Global Ecol. Biogeogr. Lett., 5(6), 315-326.

Ellison, J.C., 2000: How South Pacific mangroves may respond to predicted climate change and sealevel rise. Chapter 15. In: Climate Change in the South Pacific: Impacts and Responses in Australia, New Zealand, and Small Islands States [Gillespie, A. e W. Burns, (Eds.)]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, pp. 289-301.

Ellison, J.C., 2004: Vulnerability of Fiji's mangroves and associated coral reefs to climate change. Review for the World Wildlife Fund. Launceston, Australia: University of Tasmania.

Ellison, J.C. e D.R. Stoddart, 1991: Mangrove ecosystem collapse during predicted sea-level rise: Holocene analogues and implications. J. Coastal Res., 7(1), 151-165.

El-Robrini, M. et al., 2006: Pará. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 41-86.

Emori, S. e S.J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. Geophys. Res. Lett., 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.

England, M.H., S. McGregor, P. Spence, G.A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A.S. Gupta, M.J. McPhaden, A. Purich, e A. Santoso, 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. Nat. Clim. Change, 4, 403–407.

Esteves, L.S., 2006: Rio Grande do Sul - Variabilidade espaço temporal. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 460-467.

Esteves, L.S., J.J. Williams e S.R. Dillenburg, 2006: Seasonal and interannual influences on the patterns of shoreline changes in Rio Grande do Sul, Southern Brazil. J. Coastal Res., 22(5), 1076-1093.

Ewing, M., W.J. Ludwig e J.I. Ewing, 1964: Sediment distribution in the Oceans: the Argentine Basin. J. Geophys. Res., 69, 2003-2033.

Farneti, R. e T.L. Delworth, 2010: The role of mesoscale eddies in the remote oceanic response to altered southern hemisphere winds. J. Phys. Oceanogr., 40, 2348-2354.

Farnsworth, E.J. e A.M. Ellison, 1996: Elevated CO2 alters anatomy, physiology, growth, and reproduction of red mangrove (Rhizophora mangle L.). Oecologia, 108(4), 599-609.

Gouretski, V. e F. Reseghetti, 2010: On depth and temperature biases in bathythermograph data: Development of a new correction scheme based on analysis of a global ocean database. Deep Sea Res. Part I, 57, 812-833.

Goyet, C., R. Adams e G. Eisched, 1998: Observations of the CO2 system properties in the tropical Atlantic Ocean. Mar. Chem., 60(1-2), 49-61, doi:10.1016/S0304-4203(97)00081-9.

Graham, J.A. *et al.*, 2011: North Atlantic climate responses to perturbations in Antarctic Intermediate Water. Clim. Dyn., 37, 297-311, doi:10.1007/s00382-010-0981-1.

Gregory, J.M., 1998: Simulated future sea-level rise due to glacier melt based on regionally and seasonally resolved temperature changes. Nature, 391, 474-476.

Gregory, J.M. et al., 2005: A model intercomparison of changes in the Atlantic thermohaline circulation in response to increasing atmospheric CO2 concentration. Geophys. Res. Lett., 32(L12703), doi:10.1029/2005GL023209.

Grimm, A.M., 2003: The *El Niño* impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. J. Clim., 16, 263-280.

Grinsted, A. e J.C. Moore, 2010: Reconstructing sea level from paleo and projected temperatures 200 to 2100 AD. Clim. Dyn., 34(4), 461-472, doi: 10.1007/s00382-008-0507-2.1.

Gruber, N., J.L. Sarmiento e T.F. Stocker, 1996: An improved method for detecting anthropogenic CO2 in the oceans. Global Biogeochem. Cycles, 10, 809-837.

Gulev, S., T. Jung e E. Ruprecht, 2007: Estimation of the impact of sampling errors in the VOS observations on air-sea fluxes. Part II: Impact on trends and interannual variability. J. Clim., 20, 302-315.

Gunson, J.R. et al., 2006: Climate sensitivity to ocean dimethylsulphide emissions. Geophys. Res. Lett., 33 (L07701).

Haarsma, R.J., E.J.D. Campos e F. Molteni, 2003: Atmospheric response to South Atlantic SST dipole. Geophys. Res. Lett., 30, doi:10.1029/2003GL017829.

Haarsma, R.J., E.J.D. Campos, W. Hazeleger e C. Severijns, 2008: Influence of the meridional overturning circulation on tropical Atlantic climate and variability. J. Clim., 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.

Hadlich, G.M. e J.M. Ucha, 2009: Apicuns: aspectos gerais, evolução recente e mudanças climáticas globais. Rev. Bras. Geomorf., 10(2).

Häkkinen, S., 2002: Surface salinity variability in the northern North Atlantic during recent decades. J. Geophys. Res., 107(C12), 8003.

Harari, J. e P. Camargo, 1994: Tides and mean sea level in Recife (PE): 8° 3.3′S 34° 51.9′W: 1946 to 1988. Bol. Inst. Oceanogr.

Feely, R.A., S.C. Doney e S.R. Cooley, 2009: Ocean acidification - Present conditions and future changes in a high- CO2 world. Oceanography, 22(4), 37-47.

Fetter, A.F.H. e R.P. Matano, 2008: On the origins of the variability of the Malvinas Current in a global, eddy permitting numerical simulation. J. Geophys. Res., 113, C11018, doi:10.1029/2008JC004875.

Field, C.B., M.J. Behrenfeld, J.T. Randerson e P. Falkowski, 1998: Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. Science, 281, 237-240.

Field, C.D., 1995: Impact of expected climate-change on mangroves. Hidrobiologia, 295, 75-81.

Fischer, G., V. Rathmeyer e G. Wefer, 2000: Organic carbon fluxes in the Atlantic and the Southern Ocean: relationship to primary production compiled from satellite radiometer data. Deep Sea Res. Part II, 47, 1961-1997.

Foltz, G.R. e M.J. McPhaden, 2010: Interaction between the Atlantic meridional and Niño modes. Geophys. Res. Lett., 37 (L18604), doi:10.1029/2010GL044001.

François, R., S. Honjo, R. Krishfield e S. Manganini, 2002: Factors controlling the flux of organic carbon to the bathypelagic zone of the ocean. Global Biogeochem. Cycles, 16, 234-265.

Friedlingstein, P. et al., 2006: Climate-carbon cycle feedback analysis: results from the C*MIP model intercomparison. J. Clim., 19(14), 3337-3353.

Fromard, F., C. Vega e C. Proisy, 2004: Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. Mar. Geol., 208, 265-280.

Gabric, A.J. et al., 2004: Modeling estimates of the global emission of dimethlysulfide under enhanced greenhouse conditions. Global Biogeochem. Cycles, 18, GB2041.

Garzoli, S.R., 1993: Geostrophic velocity and transport variability in the Brazil-Malvinas Confluence. Deep Sea Res. Part I, 40, 1379-1403.

Gerecht, C., L. et al., 2014 High temperature decreases the PIC / POC ratio and increases phosphorus requirements in Coccolithus pelagicus (Haptophyta). Biogeosciences Discuss., 11, 1021–1051.

Gianesella, S.M.F. e F.M.P. Saldanha-Corrêa, 2010.Sustentabilidade dos oceanos. Série Sustentabilidade, v.7, José Goldemberg (Coord.) Blucher, São Paulo, 199p.

Gille, S.T., 2002: Warming of the Southern Ocean since the 1950s. Science, 295, 1275-1277.

Gilman, S.E., D.S. Wethey e B. Helmuth, 2006: Variation in the sensitivity of organismal body temperature to climate change over local and geographic scales. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 103, 9560-9565.

Gnanadesikan, A., 1999: A simple predictive model for the structure of the oceanic pycnocline. Science, 283, 2077-2079.

Goni, G., e I. Wainer, 2001: Investigation of the Brazil Current front variability from altimeter data. J. Geophys. Res., 106 (C12), 31,117-31,128.

Goni, G.J., F. Bringas e P.N. DiNezio, 2011: Observed low frequency variability of the Brazil Current Front. J. Geophys. Res., 116, C10037, doi:10.1029/2011JC007198.

González-Dávila, M., J.M. Santana-Casiano, M.J. Rueda e O. Llinás, 2010: The water column distribution of carbonate system variables at the ESTOC site from 1995 to 2004. Biogeosci., 7, 3067-3081.

Harari, J. & Camargo, R. & Gordon, M. - 1994 - "On tides and mean sea level of Recife (8° 3.3' S 34° 51.9' W) and Belém (1° 26.2' S 48° 29.6' W)", Afro-America Gloss News, Revista do Global Sea Level Observing System (GLOSS), Comissão Oceanográfica Intergovernamental (COI), vol. 1 (2), p. 9-12.

Harty, C., 2004: Planning strategies for mangrove and saltmarsh changes in Southeast Australia. Coast. Manage., 32, 405-415.

Hazin, F.H.V., 2009: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica – Programa REVIZEE – SCORE Nordeste. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, 248 pp.

Hedges, J.I., 1992: Global biogeochemical cycles: progress and problems. Marine Chemistry, 39, 67-93.

Hedges, J.I. e R.G. Keil, 1995: Sedimentary organic matter preservation: an assessment and speculative synthesis. Mar. Chem., 49, 81-115.

Held, I. e B. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. J. Clim., 19(21), 5686-5699.

Helm, K.P., N.L. Bindoff e J.A. Church, 2010: Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity. Geophys. Res. Lett., 37.

Hensen, C., H. Ladenberger, M. Zabel e H.D. Schulz, 1998: Quantification of diffusive benthic fluxes of nitrate, phosphate and silicate in the southern Atlantic Ocean. Global Biogeochem. Cycles 12, 193-210.

Hensen, C., M. Zabel, e H.D. Schulz, 2000: A comparison of benthic nutrient fluxes from deep-sea sediments of Namibia and Argentina. Deep Sea Res. Part II, 47, 2029-2050.

Hensen, C. *et al.*, 2003: Control of sulfate pore-water profiles by sedimentary events and the significance of anaerobic oxidation of methane for the burial of sulfur in marine sediments. Geochim. Cosmochim. Acta, 67, 2631-2647.

Hesse, P.R., 1961: Some differences between the soils of Rhizophora and Avicennia mangrove swamps in Sierra Leone. Plant Soil, 14, 335-346.

Hopkinson, C.S. *et al.*, 2008: Forecasting effects of sea-level rise and windstorms on coastal and inland ecosystems. Front. Ecol. Environ., 6(5), 255-263.

Horn, N., 2006: Santa Catarina - Ilha de Santa Catarina. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 413-436.

Hosoda, S., T. Suga, N. Shikama e K. Mizuno, 2009: Global surface layer salinity change detected by Argo and its implication for hydrological cycle intensification. J. Oceanogr., 65, 579-586.

Hurrell, J.W. e H. van Loon, 1994: A Modulation of the atmospheric annual cycle in the Southern Hemisphere. Tellus, 46A, 325-338.

Huxman, M. et al., 2010: Intra- and interspecific facilitation in mangrove may increase resilience to climate change threats. Phil. Trans. R. Soc. B., 365, 2127-2135.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)-AR, 2001: Climate Change 2001: Impacts, Adaptation and Vulnerability [McCarthy, J.J. *et al.* (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA Cambridge University Press,.

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change)-AR4, 2007: Climate Change 2007: the Fourth Assessment Report (AR4). Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor e H.L. Miller (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.

Ishii, M. e M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. J. Oceanogr., 65, 287-299.

Ishii, M., M. Kimoto e M. Kachi, 2003: Historical ocean subsurface temperature analysis with error estimates. Mon. Weather Rev., 131, 51-73.

Ittekkot, V., 1988: Global trends in the nature of organic matter in river suspensions. Nature, 332, 436-438.

Jahnke, R.A., 1996: The global ocean flux of particulate organic carbon: areal distribution and magnitude. Global Biogeochem. Cycles, 10 (1), 71-88.

Jevrejeva, S., A. Grinsted, J.C. Moore e S.J. Holgate, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. J. Geophys. Res., 111, C09012, doi:10.1029/2005JC003229.

Jimenez, J.A., A.E. Lugo e G. Cintrón, 1985: Tree mortality in mangrove forests. Biotropica, 17, 177-185.

Jin-Eong, O., 1993: Mangroves - a carbon source and sink. Chemosphere, 27(6), 1097-1107.

Johnson, G.C., 2008: Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes. J. Geophys. Res., 113, 13.

Jones, C.D., M. Collins, P.M. Cox e S.A. Spall, 2001: The carbon cycle response to ENSO: a coupled climatecarbon cycle model study. J. Clim., 14, 4113-4129.

Joyce, T.M., 2012: New perspectives on eighteen-degree water formation in the North Atlantic. J. Oceanogr., 68(1), 45-52, doi: 10.1007/s10872-011-0029-0.

Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Am. Meteorol. Soc., 79, 2753-2769.

Kanzow, T. et al., 2007: Observed flow compensation associated with the MOC at 26.5 degrees N in the Atlantic. Science, 317, 938-941.

Kanzow, T. et al., 2010: Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5 degrees N. J. Clim., 23, 5678-5698.

Keenlyside, N.S. e M. Latif, 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. J. Clim., 20, 131-142.

Kennish, M.J., 2002: Environmental threats and environmental future of estuaries. Environ. Conserv., 29(1), 78-107.

Kettle, A.J. *et al.*, 1999: A global database of sea surface dimethlysulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. Global Biogeochem. Cycles, 13, 399-444.

Key, R.M. et al., 2004: A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLO-DAP). Global Biogeochem. Cycles, 18(4), GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.

Kjerfve, B. et al., 2002: Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function [Healy, T., Y. Wang, e J.A. Healy (Eds.)]. Elsevier Science B.V., pp. 479-532.

Klein, A.H.F. et al., 2006: Santa Catarina - Litoral Centro-Norte. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 401-412.

Körtzinger, A., 2003: A significant sink of CO2 in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. Geophys. Res. Lett., 30(24), 2287, doi:10.1029/2003GL018841.

Kwon, Y.-O. et al., 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in large-scale atmosphere--ocean interaction: A review. J. Climate, 23, 3249-3281.

Krause, G. e C. Soares, 2004: Analysis of beach morphodynamics on the Bragantinian mangrove peninsula (Pará, North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. Geomorphology, 60, 225-239.

Jahnke, R.A., 1996: The global ocean flux of particulate organic carbon: areal distribution and magnitude. Global Biogeochem. Cycles, 10 (1), 71-88.

Jevrejeva, S., A. Grinsted, J.C. Moore e S.J. Holgate, 2006: Nonlinear trends and multiyear cycles in sea level records. J. Geophys. Res., 111, C09012, doi:10.1029/2005JC003229.

Jimenez, J.A., A.E. Lugo e G. Cintrón, 1985: Tree mortality in mangrove forests. Biotropica, 17, 177-185.

Jin-Eong, O., 1993: Mangroves - a carbon source and sink. Chemosphere, 27(6), 1097-1107.

Johnson, G.C., 2008: Quantifying Antarctic bottom water and North Atlantic deep water volumes. J. Geophys. Res., 113, 13.

Jones, C.D., M. Collins, P.M. Cox e S.A. Spall, 2001: The carbon cycle response to ENSO: a coupled climatecarbon cycle model study. J. Clim., 14, 4113-4129.

Joyce, T.M., 2012: New perspectives on eighteen-degree water formation in the North Atlantic. J. Oceanogr., 68(1), 45-52, doi: 10.1007/s10872-011-0029-0.

Kalnay, E. et al., 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Am. Meteorol. Soc., 79, 2753-2769.

Kanzow, T. et al., 2007: Observed flow compensation associated with the MOC at 26.5 degrees N in the Atlantic. Science, 317, 938-941.

Kanzow, T. *et al.*, 2010: Seasonal variability of the Atlantic Meridional Overturning Circulation at 26.5 degrees N. J. Clim., 23, 5678-5698.

Keenlyside, N.S. e M. Latif, 2007: Understanding equatorial Atlantic interannual variability. J. Clim., 20, 131-142.

Kennish, M.J., 2002: Environmental threats and environmental future of estuaries. Environ. Conserv., 29(1), 78-107.

Kettle, A.J. *et al.*, 1999: A global database of sea surface dimethlysulfide (DMS) measurements and a procedure to predict sea surface DMS as a function of latitude, longitude, and month. Global Biogeochem. Cycles, 13, 399-444.

Key, R.M. et al., 2004: A global ocean carbon climatology: results from Global Data Analysis Project (GLO-DAP). Global Biogeochem. Cycles, 18(4), GB4031, doi:10.1029/2004GB002247.

Kjerfve, B. et al., 2002: Morphodynamics of muddy environments along the Atlantic coasts of North and South America. In: Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function [Healy, T., Y. Wang, e J.A. Healy (Eds.)]. Elsevier Science B.V., pp. 479-532.

Klein, A.H.F. et al., 2006: Santa Catarina - Litoral Centro-Norte. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 401-412.

Körtzinger, A., 2003: A significant sink of CO2 in the tropical Atlantic Ocean associated with the Amazon River plume. Geophys. Res. Lett., 30(24), 2287, doi:10.1029/2003GL018841.

Kwon, Y.-O. et al., 2010: Role of the Gulf Stream and Kuroshio-Oyashio Systems in large-scale atmosphere--ocean interaction: A review. J. Climate, 23, 3249-3281.

Krause, G. e C. Soares, 2004: Analysis of beach morphodynamics on the Bragantinian mangrove peninsula (Pará, North Brazil) as prerequisite for coastal zone management recommendations. Geomorphology, 60, 225-239.

Krug, S.A., K. G. Schulz e U. Riebesell, 2011. Effects of changes in carbonate chemistry speciation on Coccolithus braarudii: a discussion of coccolithophorid sensitivities. Biogeosciences, 8, 771–777.

Lassen, M.K. *et al.*, 2010: The effects of temperature increases on a temperate phytoplankton community - a mesocosm climate change scenario. J. Exp. Mar. Biol. Ecol., 383, 79-88.

Leão, Z.M.A.N., 1996: The coral reefs of Bahia: morphology, distribution and the major environmental impacts. An. Acad. Bras. Cienc., 68(3), 439-452.

Leão, Z.M.A.N., R.K.P. Kikuchi, M.P. Maia e R.A.L. Lago, 1997: A catastrophic coral cover decline since 3000 years B.P., Northern Bahia, Brazil. In: Proceedings of International Coral Reef Symposium, 8, Panama, 1996, Panama 1, 583-588.

Lee, K. et al., 2006: Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. Geophys. Res. Lett., 33(19), L19605, doi:10.1029/2006GL027207.

Lefèvre, N., D. Diverrès e F. Gallois, 2010: Origin of CO2 undersaturation in the western tropical Atlantic. Tellus, 62B, 595-607, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00475.x.

Letetrel, C., M. Marcos, B.M. Miguez e G. Woppelmann, 2010: Sea level extremes in Marseille (NW Mediterranean) during 1885-2008. Cont. Shelf Res., 30, 1267-1274.

Leuliette, E.W. e L. Miller, 2009: Closing the sea level rise budget with altimetry, Argo, and GRACE. Geophys. Res. Lett., 36, 04608.

Leuliette, E.W. e R. Scharroo, 2010: Integrating jason-2 into a multiple-altimeter climate data record. Mar. Geod., 33, 504-517.

Levitus, S., J. Antonov e T. Boyer, 2005: Warming of the world ocean, 1955-2003, Geophys. Res. Lett., 32(L02604), doi:10.1029/2004GL021592.

Levitus, S. et al., 2009: Global ocean heat content 1955-2008 in light of recently revealed instrumentation problems. Geophys. Res. Lett., 36, 5.

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

Limpasuvan, V. e D. Hartmann, 1999: Eddies and the annular modes of climate variability. Geophys. Res. Lett, 26(20), 3133-3136.

Liss, P.S., 2007: Trace gas emissions from the marine biosphere. Phil. Trans. R. Soc. A, 365, 1697-1704.

Lombard, A., A. Cazenave, P. Letraon e M. Ishii, 2005a: Contribution of thermal expansion to present-day sea-level change revisited. Global Planet. Change, 47(1), 1-16, doi: 10.1016/j.gloplacha.2004.11.016.

Lombard, A., A. Cazenave, K. Dominh, C. Cabanes e R.S. Nerem, 2005b: Thermosteric sea level rise for the past 50 years; comparison with tide gauges and inference on water mass contribution. Global Planet Change, 48, 303-312, doi: 10.1029/2004GL021592.

Longhurst, A., S. Sathyendranath, T. Platt e C.M. Caverhill, 1995: An estimate of global primary production in the ocean from satellite radiometer data. J. Plankton Res., 17, 1245-1271.

Ludwig, W., J.L. Probst e S. Kempe, 1996: Predicting the oceanic input of organic carbon by continental erosion. Global Biogeochem. Cycles, 10(1), 23-41.

Lugo, A.E., 1980: Mangrove ecosystems: successional or steady state? Biotropica (Suppl.), 65-72.

Lumpkin, R. e S. Garzoli, 2011: Interannual to decadal changes in the western South Atlantic's surface circulation. J. Geophys. Res, 116(C01014), doi:10.1029/2010JC006285.

Luthi, D. et al., 2008: High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000-800,000 years before present. Nature, 453, 379-382.

Lyman, J.M. e G.C. Johnson, 2008: Estimating annual global upper-ocean heat content anomalies despite irregular *in situ* ocean sampling. J. Clim., 21, 5629-5641.

Lyman, J.M. et al., 2010: Robust warming of the global upper ocean. Nature, 465, 334-337, doi:10.1038/ nature09043. Macedo, S., M.J. Flores Montes e K.M. Costa, 2009: Condições hidrológicas da Zona Econômica Exclusiva (ZEE) do Nordeste do Brasil. In: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica - Programa REVIZEE - SCORE Nordeste [Hazin, F.H.V. (Ed.)]. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, pp. 104-136.

Manso, V.A.V. et al., 2006: Pernambuco. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 179-196.

Marengo, J.A. *et al.*, 2008: The drought of Amazonia in 2005. J. Clim., 21, 495-516, doi:10.1175/2007J-CL11600.1.

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

Marshall, G.J., 2002: Analysis of recent circulation and thermal advection change in the northern Antarctic Peninsula. Int. J. Climatol., 22(12), 1557-1567, doi:10.1002/joc.814.

Marshall, G.J., 2003: Trends in the southern annular mode from observations and reanalyses. J. Clim., 16, 4134-4143.

McCarthy, G., E. McDonagh e B. King, 2011: Decadal variability of thermocline and intermediate waters at 24°S in the South Atlantic. J. Phys. Oceanogr., 41, 157-165.

McLeod, E., e R.V. Salm, 2006: Managing mangroves for resilience to climate change. Edição 2 de IUCN Resilience Science Group Working Paper Series. Gland, Switzerland: World Conservation Union (IUCN), 63 pp.

Medeiros, C., M.C. Araujo Filho, M. Rollnic e I. Freitas, 2009: Estrutura termohalina da região oeste do Atlântico Tropical - ZEE/NE. In: Meteorologia e sensoriamento remoto, oceanografia física, oceanografia química e oceanografia geológica – Programa REVIZEE – SCORE Nordeste [Hazin, F.H.V. (Ed.)]. Fortaleza, CE: Editora Martins & Cordeiro, pp. 40-55.

Meehl, G.A., J.M. Arblaster e W.G. Strand Jr., 1998: Global scale decadal climate variability. Geophys. Res. Lett., 25, 3983-3986.

Meehl, G.A. et al., 2005: How much more global warming and sea level rise? Science, 307(5716), 1769-72, doi:10.1126/science.1106663.

Meehl, G.A. *et al.*, 2007: Global climate projections. 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.

Meier, M.F., 1984: Contribution of small glaciers to global sea level. Science, 226, 1418-1421.

Meskhidze, N. e A. Nenes, 2006: Phytoplankton and cloudiness in the Southern Ocean. Science, 314(5804), 1419-1423.

Mesquita, A.R., A.S. Franco e J. Harari, 1986: On mean sea level along the Brazilian coast - Part 1. Geophys. J. R. Astron. Soc., 87, 67-77.

Mesquita, A.R., J. Harari e C.A. de S. França, 1995: Interannual variability of tides and sea level at Cananéia, Brazil, from 1955 to 1990. Bol. Inst. Oceanogr., 11(ESPECIAL), 11-20.

Mesquita, A.R., J. Harari e C.A. de S. França, 1996: Global change in the South Atlantic: decadal and intradecadal scales. An. Acad. Bras. Cienc., 68(1), 109-115.

Meybeck, M., 1993: C, N, P and S in rivers: from sources to global inputs. In: Interactions of C, N, P and S [Wollast, R., F.T. Mackenzie e L. Chou (Eds.)]. Berlin, Heidelberg, New York, NY: Springer, pp. 163–193.

Millero, F.J., K. Lee e M. Roche, 1998: Distribution of alkalinity in the surface waters of the major oceans. Mar. Chem., 60(1-2), 111-130, doi:10.1016/S0304-4203(97)00084-4.

Mitrovica, J.X., N. Gomez e P.U. Clark, 2009: The sea-level fingerprint of West Antarctic collapse. Science, 323(5915), 753, doi: 10.1126/science.1166510.

Moberg, A. et al., 2005: Highly variable Northern Hemisphere temperatures reconstructed from low- and high-resolution proxy data. Nature, 433(7026), 613-617.

Mohovic, B., S.M.F. Gianesella, I. Laurion, S. Roy 2006. UVB-photoprotection efficiency of mesoscosm-enclosed natural phutoplankton communities from diferente latitudes: Rimouski, (Canada) and Ubatuba (Brazil). J.of. Photochem Photobiol. 82:952-961.

Mollenhauer, G. et al., 2004: Organic carbon accumulation in the South Atlantic Ocean: its modern, mid--Holocene and last glacial distribution. Global Planet. Change, 40, 249-266.

Montes-Hugo, M. et al., 2009: Recent changes in phytoplankton communities associated with rapid regional climate change along the western Antarctic peninsula. Science, 323, 1470-1473.

Morais, J., et al., 2006: Ceará. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 131-154.

Morioka, Y., T. Tozuka e T. Yamagata, 2011: On the growth and decay of the subtropical dipole mode in the South Atlantic. J. Clim., doi:10.1175/2011JCLI4010.1.

Muehe, D., 1998: O litoral brasileiro e sua compartimentação. In: Geomorfologia do Brasil [Cunha, S.B. e A.J.T. Guerra (eds.)]. Rio de Janeiro, RJ: Editora Bertrand Brasil pp. 273-349.

Muehe, D., 2005: Aspectos gerais da erosão costeira no Brasil. Mercator, 4(7), 97-110. http://www.mercator. ufc.br/index.php/mercator/article/view/113/85.

Muehe, D., 2006: Erosion in the Brazilian coastal zone: an overview. J. Coastal Res., SI 39, 43-48.

Muehe, D., 2010: Brazilian coastal vulnerability to climate change. Panam. J. Aquat. Sci., 5(2), 173-183.

Muehe, D., 2011: Erosão costeira - tendência ou eventos extremos? O litoral entre Rio de Janeiro e Cabo Frio. Rev. Gestão Cost. Integr., 11(3).

Muehe, D. e C.F. Neves, 1995: The implications of sea-level rise on the Brazilian coast: a preliminary assessment. J. Coastal Res., 14, 54-78.

Muehe D. e C.F. Neves, 2008: Vulnerabilidades físicas da orla. In: Rio próximos 100 anos - o aquecimento global e a cidade. [Gusmão, P.P., P.S. do Carmo e S. B. Vianna (Eds.)]. Rio de Janeiro, RJ: Instituto Municipal de Urbanismo Pereira Passos (IPP), pp. 59-79.

Muehe, D., C.F. Lima e F.M. Lins-de-Barros, 2006: Rio de Janeiro. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 265-296. Muller, M.N., K. G. Schulz, e U. Riebesell, 2010. Effects of long-term high CO2 exposure on two species of coccolithophores. Biogeosciences, 7, 1109–1116

Nellemann, C. *et al.*, 2009: Blue Carbon. The Role of Healthy Oceans in Binding Carbon. A Rapid Response Assessment Series. Arendal, Norway: UNEP/GRID-Arendal.

Neves, C.F. e D. Muehe, 1995: The implications of sea-level rise on the Metropolitan Region of Recife, Brazil. J. Coastal Res., 14, 116-131.

Neves, C.F. e D. Muehe, 2008: Vulnerabilidade, impactos e adaptação a mudanças do clima: a zona costeira. Parcerias Estratégicas, 13(27), 217-295.

Neves, S.M., J.M.L. Dominguez e A.C.S.P. Bittencourt, 2006: Paraíba. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 173-178.

Nicholls, R.J., F.M.J. Hoozemans e M. Marchand, 1999: Increasing flood risk and wetland losses due to global sea-level rise: regional and global analyses. Global Environ. Change, 9, 69-87.

O'Dowd, C. e G. de Leeuw, 2007: Marine aerosol production: a review of the current knowledge. Phil. Trans. R. Soc. A., 365, 1753-1774.

Oke, P.R. e M.H. England, 2004: Oceanic response to changes in the latitude of the Southern Hemisphere subpolar westerly winds. J. Clim., 17, 1040:1054.

Orr, J.C. et al., 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. Nature, 437(7059), 681-686.

Oudot, C., J.F. Ternon e J. Lecomte, 1995: Measurements of atmospheric and oceanic CO2 in the tropical Atlantic: 10 years after the 1982-1984 FOCAL Cruises. Tellus, 47B, 70-85, doi: 10.1034/j.1600-0889.47. issue1.8.x.

Pereira, S.D., 1998. Influência da variação relativa do nível do mar no manguezal de Guaratiba – Baía de Sepetiba – RJ. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Pernetta, J.C. e P.L. Osborne, 1988: Deltaic floodplains: the Fly river and the mangrove of the Gulf of Papua, Papua New Guinea. In: Potential impacts of greenhouse gas generated climatic change and projected sealevel rise on Pacific islands States of the SPRED region. Split, Yugoslavia: UNEP Regional Seas Programme, pp.94-111.

Peterson, R.G. e L. Stramma, 1991: Upper-level circulation in the South Atlantic Ocean. Prog. Oceanogr., 26, 1-73.

Peterson, R.G., C.S. Johnson, W. Krauss e R.E. Davis, 1996: Lagrangian measurements in the Malvinas Current. In: The South Atlantic: Present and Past Circulation [Wefer, G., G. Siedler, W.H. Berger e D.J. Webb (Eds.)]. Berlin: Springer pp. 239–247.

Pianca, C., P.L.F. Mazzini e E. Siegle, 2010: Brazilian offshore wave climate based on NWW3 reanalysis. Braz. J. Oceanogr., 58(1), 53-70.

Piola, A.R., 2010: Water mass variability in the subtropical South Atlantic. American Geophysical Union 2010 Ocean Science Meeting, Portland, OR, pp. 22-26.

PNUMA (Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente), 2010: The economics of ecosystems and biodiversity in policy making. http://www.teebweb.org/Portals/25/Documents/The_Economics_of_Ecosystems_and_Biodiversity_in_Policy_Making_TEEB_Earthscan_Book_Flyer[1].pdf.

Portugal, A.M.M., 2002: Manguezais de Guaratiba frente à perspectiva de elevação do nível médio relativo do mar, Baía de Sepetiba, Estado do Rio de Janeiro – Brasil. Dissertação de Mestrado. Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.

Purkey, S.G. e G.C. Johnson, 2010: Warming of global abyssal and deep southern ocean waters between the 1990s and 2000s: contributions to global heat and sea level rise budgets. J. Clim., 23, 6336-6351.

Pyle, J.A. *et al.*, 2007: Climate/chemistry feedbacks and biogenic emissions. Phil. Trans. R. Soc. A, 365, 1727-1740.

Rahmstorf, S. et al., 2007: Recent climate observations compared to projections. Science, 316, 709, doi:10.1126/science.1136843.

Raven, J., et al., 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05, The Royal Society, London, 60 pp.

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.

Riebesell, U. et al., 2007: Enhanced biological carbon consumption in a high CO2 ocean. Nature, 450, 545-548.

Rignot, E., A. Rivera e G. Casassa, 2003: Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. Science, 302(5644), 434-7, doi: 10.1126/science.1087393.

Rodrigues, R.R. e M.J. McPhaden, 2014: Why did the 2011–2012 *La Niña* cause a severe drought in the Brazilian Northeast? Geophys. Res. Lett., 41, 1012–1018, doi:10.1002/2013GL058703.

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.

Roemmich, D. e J. Gilson, 2009: The 2004-2008 mean and annual cycle of temperature, salinity, and steric height in the global ocean from the Argo Program. Prog. Oceanogr., 82, 81-100.

Roy, S., B. et al, 2006. Effects of Enhanced UVB on phytoplankton biomass and composition of mesoscosm--enclosed natural marine communities from three latitudes. J.Photochem Photobiol. 82:909-922

Sabine, C.L. e R.A. Feely, 2007: The oceanic sink for carbon dioxide. In: Greenhouse Gas Sinks [Reay, D., N. Hewitt, J. Grace e K. Smith (Eds.)]. Oxfordshire, UK: CABI Publishing, pp 31-49.

Sabine, C.L. et al., 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO2. Science, 305(5682), 367-371.

Santos, M.L.S., K. Muniz, B.B. Neto, e M. Araujo, 2008: Nutrient and phytoplankton biomass in the Amazon River shelf waters. An. Acad. Bras. Cienc., 80(4), 703-717.

Sarmiento, J.L, N. Gruber, M.A. Brzenzinski e J.P. Dunne, 2004: high-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. Nature, 427, 56-60, doi:10.1038/nature02127.

Sato, O.T. e P.S. Polito, 2008: Influence of salinity on the interannual heat storage trends in the Atlantic estimated from altimeters and Pilot Research Moored Array in the Tropical Atlantic data. J. Geophys. Res., 113(C02008).

Schaeffer-Novelli, Y., G. Cintrón, R.R. Adaime e T.M. Camargo, 1990: Variability of mangrove ecosystem along the Brazilian coast. Estuaries, 13, 204-219.

Schaeffer-Novelli, Y., G. Cintrón-Molero e M.L.G. Soares, 2002: Mangroves as indicators of sea-level change in the muddy coasts of the world. In: Muddy Coasts. Chapter 9 [Wang, Y., e T. Healy (Eds.)]. Oxford, UK: Elsevier, pp. 245-262.

Schlesinger, W.H. e J.M. Melack, 1981: Transport of organic carbon in the worlds rivers. Tellus, 172-187.

Schmitt, R.W., 1995: The ocean component of the global water cycle. Rev. Geophys., 33, 1395-1410.

Schmitt, R.W., 2008: Salinity and the global water cycle. Oceanography, 21(1), 12-19, http://dx.doi. org/10.5670/oceanog.2008.63.

SCOR (Scientific Committee on Oceanic Research), 1988: The joint global ocean flux study. Report of the first session of the SCOR Committee for JGOFS. Rosenthiel School of Marine and Atmospheric Sciences, Miami, 25-28 January, 1988.

Semeniuk, V., 1994: Predicting the effect of sea-level rise on mangroves in Northwestern Australia. J. Coastal Res., 10(4), 1050-1076.

Shaman, J., R.M. Samelson e E. Skyllingstad, 2010: Air-sea fluxes over the Gulf Stream Region: atmospheric controls and trends. J. Clim., 23, 2651-2670.

Shepherd, A. e D. Wingham, 2007: Recent sea-level contributions of the Antarctic and Greenland ice sheets. Science, 315, 1529-1532, doi: 10.1126/science.1136776.

Siegle, E. e N.E. Asp, 2007: Wave refraction and longshore transport patterns along the southern Santa Catarina coast. Braz. J. Oceanogr., 55(2), 109-120.

Silva, A.C. et al., 2005a: Seasonal changes in the mixed and barrier layers in the western equatorial Atlantic. Braz. J. Oceanogr., 53(3/4), 83-98.

Silva, A.C., M. Araujo e B. Bourlès, 2005b: Variabilidade sazonal da estrutura de massas de água na plataforma continental do Amazonas. Rev. Bras. Geof., 23(2), 145-157.

Silva, G.N. e C.F. Neves, 1991: O nível médio do mar entre 1965 e 1986 na Ilha Fiscal, RJ. IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 1991, Rio de Janeiro. In: IX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, v. 3, 568-577.

Smith, T.M., R.W. Reynolds, T.C. Peterson e J. Lawrimore, 2008: Improvements to NOAA's historical merged land-ocean surface temperature analysis (1880-2006). J. Clim., 21, 2283-2296.

Snedaker, S.C., 1995: Mangroves and climate-change in the Florida and Caribbean region - scenarios and hypotheses. Hydrobiologia, 295(1-3), 43-49.

Snedaker, S.C. e R.J. Araújo, 1998: Stomatal conductance and gas exchange in four species of Caribbean mangroves exposed to ambient and increased CO2. Mar. Freshwater Res., 49, 325-327.

Soares, M.L.G. s/d: Impactos das mudanças globais sobre manguezais do Município do Rio de Janeiro. Protocolo do Rio. Estudos e Pesquisas - Seminário Rio: Próximos 100 anos. http://www.rio.rj.gov.br/ipp/

Soares, M.L.G., Y. Schaeffer-Novelli e G. Cintrón-Molero, 2000: The use of mangroves as indicators of sea-level changes. In: 6th International Wetland Symposium, International Association of Ecology. Millennium Wetland Event. Quebec, Canada, 213. Solomon, S., G.K. Plattner, R. Knutti e P. Friedlingstein, 2009: Irreversible climate change due to carbono dioxide emissions. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 106(6), 1704-1709.

Solomon, S. et al., 2007: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Souza-Filho, P.W.M. e W.R. Paradella, 2003: Use of synthetic aperture radar for recognition of coastal geomorphological features, land-use assessment and shoreline changes in Bragança coast, Pará, Northern Brazil. An. Acad. Bras. Cienc., 75(3), 341-356.

Speranski, N.S. e L.J. Calliari, 2006: Rio Grande do Sul - padrões de refração de ondas para a costa do Rio Grande do Sul e sua relação coma erosão costeira. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 446-454.

Sterl, A. e W. Hazeleger, 2003: Coupled variability and air-sea interaction in the South Atlantic Ocean. Clim. Dyn., 21, 559-571.

Stott, P.A., R.T. Sutton e D.M. Smith, 2008: Detection and attribution of Atlantic salinity changes. Geophys. Res. Lett., 35.

Subramaniam, A. et al., 2008: Amazon river enhances diazotrophy and carbon sequestration in the tropical North Atlantic Ocean. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 105(30), 10460-10465.

Sunda, W., D.J. Kieber, R.P. Kiene e S. Huntsman, 2002: An antioxidant function for DMSP and DMS in marine algae. Nature, 418, 317-320.

Takahashi, T. et al., 2002: Global sea-air CO2 flux based on climatological surface ocean pCO2, and seasonal biological and temperature effects. Deep Sea Res. Part II, 49, 1601-1622, doi: 10.1016/S0967-0645(02)00003-6.

Ternon, J.F., C. Oudot, A. Dessier e D. Diverrès, 2000: A seasonal tropical sink for atmospheric CO2 in the Atlantic Ocean: the role of the Amazon River discharge. Mar. Chem., 68, 183-201, doi:org/10.1016%-2f\$0304-4203(99)00077-8.

Tessler, M.G., S.C. Goya, P.S. Yoshikawa e S.N. Hurtado, 2006: São Paulo - Erosão e acresção da zona costeira. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 297-346.

Thom, B.G., 1967: Mangrove ecology and deltaic geomorphology: Tabasco, Mexico. J. Ecol., 55, 301-343.

Thom, B.G., 1984: Coastal landforms and geomorphic processes. In: The mangrove ecosystem: research methods. UNESCO [Snedaker, S.C. e J.G. Snedaker (Eds.)]. Paris, pp. 3-17.

Thompson, D.W.J. e J.M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Clim., 13, 1000-1016.

Thompson, D.W.J. e S. Solomon, 2002: Interpretation of recent Southern Hemisphere climate change. Science, 296, 895-899.

Tintelnot, M., 1995: Transport and deposition of fine-grained sediments on the Brazilian continental shelf as revealed by clay mineral distribution. Tese de Doutoramento. Heidelberg, Germany: Ruprecht-Karls-Universität.

Toggweiler, J.R. e B. Samuels, 1995: Effect of Drake Passage on the global thermohaline circulation. Deep Sea Res. Part I, 42(4), 477-500.

Tokinaga, H. e S.P. Xie, 2011: Weakening Schaeffer-Novelli of the equatorial Atlantic cold tongue over the past six decades. Nature Geosci., 4, 222-226.

Toldo Jr., E.E., L.E.S.B. Almeida, J.L. Nicolodi e L.R. Martins, 2006: Rio Grande do Sul - Erosão e acresção da zona costeira. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 468-475.

Tollefsson, J., 2010: Brazil's climate modelers are set to go global. Supercomputer will drive model to analyse effects of wildfire on world climate. Nature, 468, 20.

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

Trenberth, K.E. et al., 2002: The evolution of ENSO and global atmospheric temperatures. Geophys. Res. Lett., 107, doi:10.1029/2000JD000298.

Trenberth, K.E. et al., 2007: Observations: Surface and atmospheric climate change. 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.

Vale, C.C., 2004: Séries geomórficas costeiras do Estado do Espírito Santo e os habitats para o desenvolvimento dos manguezais: uma visão sistêmica. Tese de Doutorado. FFLCH, Universidade de São Paulo, 386pp.

Vallina, S.M. e R. Simó, 2007: Strong correlation between DMS and solar radiation dose over the global surface ocean. Science, 315, 506-508.

van Veen, J., 1945: Bestaat er een geologische bodemdaling te Amsterdam sedert 1700? Tijdschrift Koninklijk Nederlandsch Aardrijkskundig Genootschap, 2e reeks, deel LXII.

Vázquez-Rodríguez, M. et al., 2009: An upgraded carbon-based method to estimate the anthropogenic fraction of dissolved CO2 in the Atlantic Ocean. Biogeosci. Discuss., 6, 4527-4571.

Vedel, V., H. Behling, M. Cohen e R. Lara, 2006: Holocene mangrove dynamics and sea-level changes in Northern Brazil, inferences from the Taperebal core in northeastern Pará State. Veget. Hist. Archeobot., 15, 115-123.

Venegas, S.A., L.A. Mysak e D.N. Straub, 1997: Atmosphere-Ocean coupled variability in the South Atlantic. J. Clim., 10, 2904-2920.

Villwock, J.A., 1994: A costa brasileira: geologia e evolução. Notas Técnicas, CECO/IG/UFRGS, Porto Alegre, RS, 7, 38-49.

Vital, H. et al., 2006: Rio Grande do Norte. In: Erosão e progradação do litoral brasileiro [Muehe, D. (Ed.)]. Brasília, DF: Ministério do Meio Ambiente, pp. 155-172.

von Schuckmann, K., F. Gaillard e P.-Y. Le Traon, 2009: Global hydrographic variability patterns during 2003-2008. J. Geophys. Res., 114, C09007, doi:10.1029/2008JC005237.

Wainer, I. e S.A. Venegas, 2002: South Atlantic multidecadal variability in the climate system model. J. Clim., 15, 1408-1420.

Weijer W.A., W.P.M. De Ruijter, H.A. Dijkstra e P.J. van Leeuwen, 1999: Impact of interbasin exchange on the Atlantic overturning circulation. J. Phys. Oceanogr., 29, 2266-2284.

Weijer W.A., W.P.M. De Ruijter, A. Sterl e S.S. Drijfhout, 2002: Response of the Atlantic overturning circulation to South Atlantic sources of buoyancy. Global Planet. Change, 34, 293-311.

Wells, J.T. e J.M. Coleman, 1981: Periodic mudflat progradation, northeastern coast of South America: a hypothesis. J. Sediment. Petrol., 51, 1069-1075.

Wentz, F.J., L. Ricciardulli, K. Hilburn e C. Mears, 2007: How much more rain will global warming bring? Science, 317, 233-235.

Wollast, R., 1998: Evaluation and comparison of the global carbon cycle in the coastal zone and in the open ocean. In: The Sea, vol. 10. The Global Coastal Ocean: Processes and Methods [Brink, K.H. e A.R. Robinson (Eds.)]. New York, NY: John Wiley & Sons, pp. 213-252.

Woodroffe, C.D., 1987: Pacific island mangroves: distribution and environmental settings. Pac. Sci., 41(1-4), 166-185.

Woodroffe, C.D., 1990: The impact of sea-level rise on mangrove shorelines. Prog. Phys. Geog., 14(4), 483-520.

Woodroffe, C.D., 1995: Response of tide-dominated mangrove shorelines in Northern Australia to anticipated sea-level rise. Earth Surf. Processes Landforms, 20(1), 65-85.

Woodroffe, C.D. e J. Grindrod, 1991: Mangrove biogeography - the role of Quaternary environmental and sea-level change. J. Biogeogr., 18(5), 479-492.

Woodworth, P.L., D.T. Pugh e R.M. Bingley, 2010: Long-term and recent changes in sea level in the Falkland Islands. J. Geophys. Res., 115(C9), 1-17, doi:10.1029/2010JC006113.

Woodworth, P.L. *et al.*, 2009: Review evidence for the accelerations of sea level on multi-decade and century timescales. Int. J. Climatol., 789, 777-789, doi:10.1002/joc.

Yang, X. et al., 2005: Tropospheric bromine chemistry and its impacts on ozone: a model study. J. Geophys. Res., 110(D23311).

Yeh, S.-W. et al., 2009: El Niño in a changing climate. Nature, 461, 511-515.

Zebiak, S.E., 1993: Air-sea interaction in the equatorial Atlantic region. J. Clim., 6, 1567-1586.

Zenk, W. e E. Morozov, 2007: Decadal warming of the coldest Antarctic Bottom Water flow through the Vema Channel. Geophys. Res. Lett., 34, L14607, doi:10.1029/2007GL030340.

Zuquette, L.V., O.J. Pejon e J.Q. Santos Collares, 2004: Land degradation assessment based on environmental geoindicators in the Fortaleza metropolitan region, state of Ceará, Brazil. Environ. Geol., 45, 408-425.

CAPÍTULO 4

INFORMAÇÕES PALEOCLIMÁTICAS BRASILEIRAS

Autores principais: Abdelfettah Sifeddine – UFF, Cristiano M. Chiessi – USP e Francisco W. da Cruz Júnior – USP. Autores colaboradores: Astolfo G.M. Araujo – USP, Eduardo G. Neves – USP; Flávio B. Justino – UFV, Ilana E.K.C.

Wainer – USP, Luiz Carlos R. Pessenda – USP, Michel M. de Mahiques – USP, Renato C. Cordeiro – UFF e Ruy K.P. de Kikuchi – UFBA.

Autores revisores: Ana Luiza S. Albuquerque – UFF, Heitor Evangelista da Silva – UERJ e Pedro L.S. Dias – LNCC

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	129
4.1 INTRODUÇÃO	130
4.2. MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA TEMPORAL ORBITAL	131
4.2.1 INTRODUÇÃO	131
4.2.2 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE REGISTROS LACUSTRES	131
4.2.3 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS	133
4.2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	134
4.3. MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS	135
4.3.1 INTRODUÇÃO	135
4.3.2 OS REGISTROS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS DO ÚLTIMO PERÍODO GLAC GLACIAL	CIAL E INTER 136
4.3.3 OS MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS	138
4.3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	139
4.4. MUDANÇAS NA PALEOCIRCULAÇÃO DA PORÇÃO OESTE DO ATLÂNTICO SUL	140
4.4.1 INTRODUÇÃO	141
4.4.2 O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL	141
4.4.3 A ÚLTIMA DEGLACIAÇÃO	143
4.4.4 O HOLOCENO	144
4.4.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS	145
4.5. VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO	145
4.5.1 INTRODUÇÃO	145
4.5.2 O PERÍODO DE SUBMERSÃO DA PLATAFORMA E DA ZONA COSTEIRA ATUAL	146
4.5.3 O PERÍODO DE EMERSÃO DA ZONA COSTEIRA ATUAL	146
4.5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	149
4.6. AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO	149
4.6.1 INTRODUÇÃO	149
4.6.2 AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO	150
4.6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS	152

4.7. A OCUPAÇÃO HUMANA E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	152
4.7.1 INTRODUÇÃO	152
4.7.2 A TRANSIÇÃO DO PLEISTOCENO PARA O HOLOCENO	153
4.7.3 A OCUPAÇÃO PALEOÍNDIA NO HOLOCENO INICIAL	154
4.7.4 O HIATO DO ARCAICO NO HOLOCENO MÉDIO	155
4.7.5 A EXPLOSÃO DEMOGRÁFICA, SOCIAL E CULTURAL POSTERIOR AO HIATO	156
4.8. MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO	156
4.8.1 INTRODUÇÃO	157
4.8.2 DISCUSSÃO	157
4.8.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS	159
4.9. COMPARAÇÕES ENTRE RECONSTITUIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E DADOS DE MODELOS CLIMÁTICOS	159
4.9.1 INTRODUÇÃO	159
4.9.2 METODOLOGIA	161
4.9.3 RESULTADOS	161
4.9.4 CONCLUSÕES	163
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	163

SUMÁRIO EXECUTIVO

Os estudos paleoclimáticos – relativos ao clima anterior ao Holoceno – desenvolvidos com registros continentais e marinhos brasileiros, de outros países da América do Sul e dos oceanos adjacentes, permitem elaborar as afirmações abaixo listadas.

• As mudanças na insolação recebida pela Terra em escala temporal orbital – *i.e.*, dezenas de milhares de anos – foram a principal causa de modificações na precipitação e nos ecossistemas das regiões tropical e subtropical do Brasil, principalmente aquelas sob a influência do Sistema de Monções da América do Sul (SMAS). Valores altos de insolação de verão para o hemisfério sul foram associados a períodos de fortalecimento do SMAS e vice-versa.

• Na escala temporal milenar foram observadas fortes e abruptas oscilações no gradiente meridional de temperatura do Oceano Atlântico, bem como na pluviosidade associada ao SMAS e à Zona de Convergência Intertropical (ZCIT). A causa destas mudanças climáticas abruptas reside, aparentemente, em marcantes mudanças na intensidade da Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA). Períodos de enfraquecimento desta célula foram associados a um aumento na precipitação das regiões tropicais e subtropicais do Brasil.

• Marcantes alterações na circulação da porção oeste do Atlântico Sul foram reconstituídas para o Último Máximo Glacial – de 23 a 19 mil anos calibrados antes do presente (cal. ka AP) –, a última deglaciação – de 19 a onze mil e setecentos cal. AP – e o Holoceno – desde onze mil e setecentos anos atrás. Dentre as quais, pode-se citar:

(i) uma diminuição na profundidade do contato entre as massas de água intermediária e profunda durante o Último Máximo Glacial, que foi caracterizado por uma CRMA de intensidade similar à atual;

(ii) um aquecimento das temperaturas de superfície do Atlântico Sul durante eventos de diminuição na intensidade da CRMA em períodos específicos da última deglaciação – e.g., eventos *Heinrich Stadial 1* (*HS1*) – entre aproximadamente 18,0 e 15,6 cal. ka AP – e Younger Dryas (YD) – entre aproximadamente doze mil e oitocentos e onze mil e setecentos anos calibrados AP – e, ainda,

(iii) o estabelecimento de um padrão similar ao atual de circulação superficial na margem continental sul do Brasil entre cinco e quatro mil anos calibrados antes do presente.

• O nível relativo do mar na costa do Brasil atingiu até cinco metros acima do nível atual entre aproximadamente seis e cinco mil anos calibrados antes do presente e diminuiu gradativamente até o início do período industrial.

• Análises paleoantracológicas – *i.e.*, análises de restos de carvões pretéritos – indicam que por um longo período do Quaternário tardio – isto é, ao longo das últimas dezenas de milhares de anos –, o fogo tem sido um fator de grande perturbação em ecossistemas tropicais e subtropicais e, 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., a idade e número das migrações bem como os caminhos utilizados –, pode-se afirmar que toda a América do Sul já estava ocupada pelo Homo sapiens ao redor de doze mil anos calibrados antes do presente e que, tais ocupações, já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si. A aparente estabilidade na ocupação humana do Brasil foi interrompida entre aproximadamente oito e dois mil anos calibrados antes do presente, com significativo abandono de sítios e depopulação em escala regional, provavelmente associados a marcantes mudanças climáticas. • A Pequena Idade do Gelo – ao redor de 1500 a 1850 – foi caracterizada na porção subtropical da América do Sul, ao Sul da Linha do equador, por um aumento na precipitação que, provavelmente, está associado a um fortalecimento do SMAS e a uma redução da CRMA. Entretanto, os mecanismos climáticos ainda não estão consolidados e o número de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis em ambientes subtropicais deste evento é particularmente reduzido.

Em geral, se observa um número ainda bastante restrito de registros paleoclimáticos e paleoceanográficos a respeito do Brasil e da porção oeste do Atlântico Sul. De fato, 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; Stríkis et al., 2011; para algumas regiões – e.g., Região Centro-Oeste, Zona de Confluência Brasil–Malvinas; e temas – e.g., a temperatura da superfície do mar (TSM) para o Holoceno ou variabilidade multidecenal e secular na precipitação.

Assim, é de suma importância, que lacunas nesta área do conhecimento sejam preenchidas nos próximos dez anos.

4.1 INTRODUÇÃO

Reconstituições paleoclimáticas assumem marcante relevância atualmente, em face à necessidade de se atribuir causas às alterações ocorridas no clima da Terra durante as últimas décadas e, também, a fim de auxiliar o estabelecimento de cenários climáticos futuros.

São três, os principais motivos que dão suporte a esta afirmação:

(i) a necessidade de um profundo conhecimento da variabilidade climática da Terra para que se possa separar os processos climáticos naturais dos antrópicos;

(ii) a necessidade de se validar os resultados de modelos numéricos utilizados em projeções climáticas futuras com eventos de natureza extrema sobre o clima, registrados no passado geológico, e

(iii) a necessidade de se conhecer as possíveis respostas do sistema climático e dos ecossistemas a modificações significativas em parâmetros climáticos específicos – e.g., concentração atmosférica dos gases de efeito estufa (GEEs) e aerossóis, atividade solar, temperatura média da atmosfera, além do nível e da temperatura da superfície do mar.

A América do Sul e os oceanos adjacentes apresentam condições climáticas extremamente diversas, envolvendo desde aquelas típicas de ambientes equatoriais até às das altas latitudes. Esta região oferece uma oportunidade única de se explorar a variabilidade pretérita do clima ao longo de perfis representativos latitudinais e altitudinais, além de permitir o estudo de alguns dos mais relevantes fenômenos de teleconexões climáticas.

O registro instrumental do clima no Brasil e na América do Sul é relativamente curto, raramente ultrapassando 100 anos de duração. Para capturar todas as escalas temporais e mecanismos de variabilidade do sistema climático deve-se, obrigatoriamente, recorrer a registros sedimentares, biológicos e biogeoquímicos – e.g., sedimentos marinhos e lacustres, espeleotemas – depósitos carbonáticos em cavernas –, corais, testemunhos de gelo e anéis de crescimento de árvores –, bem como a registros históricos.

Os principais indicadores utilizados no estudo das condições paleoclimáticas são aqueles que incluem: (i) propriedades físicas dos registros – e.g., tamanho das partículas, espessura das camadas ou propriedades magnéticas;

(ii) propriedades biológicas dos registros – e.g., assembleias microfossilíferas ou biomarcadores – e

(iii) propriedades geoquímicas e isotópicas dos registros – e.g., razões elementares e isotópicas ou componentes atmosféricos.

Alguns destes indicadores são utilizados no estabelecimento de modelos de idades dos registros paleoclimáticos; outros, na determinação dos processos associados à formação dos registros e a suas alterações diagenéticas – mudanças químicas e físicas resultantes da interação e compactação de sedimentos sob temperatura e pressão baixas –, e outros, ainda, na reconstituição das propriedades físicas, biológicas e químicas dos paleoambientes.

A paleoclimatologia é uma disciplina multidisciplinar por excelência, que depende do trabalho conjunto de especialistas em arqueologia, climatologia, ecologia, geologia, geomorfologia, geoquímica, glaciologia, limnologia – o estudo das águas interiores –, modelagem numérica, oceanografia, paleontologia, palinologia – estudo de pólens e esporos, fósseis e atuais – pedologia, sedimentologia e vulcanologia entre outros profissionais.

Uma porção substancial destas especialidades já foi aplicada em estudos paleoclimáticos dos registros geológicos provenientes do Brasil e de outros países sul-americanos, conforme sintetizado neste capítulo.

No entanto, as respostas regionais do clima do Brasil e da América do Sul perante mudanças climáticas ocorridas no Quaternário tardio aparentam maior diversidade do que o inicialmente sugerido. Dessa forma, é necessário se obter, com certa urgência, conhecimento mais aprofundado da amplitude, extensão geográfica e velocidade de ocorrência das mudanças paleoclimáticas, principalmente quando se considera:

(i) a marcante dependência de importantes setores econômicos do País e do continente sul-americano ao atual padrão climático;

(ii) a alta probabilidade da alteração destes padrões no futuro próximo, de acordo com os modelos atuais, e

(iii) a vulnerabilidade da sociedade civil frente aos desastres naturais de origem climática.

4.2. MUDANÇAS CLIMÁTICAS EM ESCALA TEMPORAL ORBITAL

4.2.1 INTRODUÇÃO

Por muito tempo, as discussões sobre mudanças climáticas, em escala temporal de dezenas de milhares de anos devido às variações na insolação segundo o ciclo de precessão, ficaram restritas aos registros geológicos do hemistério norte. Somente nas últimas duas décadas começaram a ser discutidas modificações de pluviosidade nos trópicos da América do Sul em escala temporal orbital, as quais são consistentes com os ciclos de precessão (Seltzer et al., 2000; Haug et al., 2001; Peterson e Haug, 2006). No Brasil, os primeiros estudos foram baseados em registros de mudanças na vegetação e no nível de lagos em diversas regiões (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994; Ledru et al., 2005).

Um grande avanço nesse tema ocorreu mais recentemente, com os estudos de registros em depósitos carbonáticos de cavernas, mais conhecidos como espeleotemas (Cruz et al., 2005; Cruz et al., 2009). Tais registros demonstraram como variações de insolação de verão produziram mudanças no regime de chuvas tropicais e extratropicais durante o Quaternário tardio.

4.2.2 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE REGISTROS LACUSTRES.

As primeiras evidências do impacto dos parâmetros orbitais em mudanças climáticas no Brasil foram obtidas em registros lacustres, localizados na parte oriental da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas, através de estudos multidisciplinares que associaram dados de paleovegetação, sedimentologia e geoquímica, obtidos a partir de um testemunho de seis metros coletado em um dos lagos da Serra dos Carajás, no Pará

Pará (Absy et al., 1991; Sifeddine et al., 1994). Em uma sequência sedimentar de mais de 60 mil anos (ka), foi observada uma alternação entre períodos de floresta úmida e de vegetação típica de clima mais seco.

De fato, tanto o registro de pólen quanto os estudos sedimentológicos desenvolvidos com testemunhos da Serra dos Carajás não deixam dúvidas sobre a existência de períodos de maior aridez e de abertura da floresta, com vegetação característica de savana em torno de 60, 40 e, entre 23.000 e catorze mil anos antes do presente (AP). Em comparação com a atual distribuição da densa floresta úmida do bioma amazônico, pode-se admitir que a precipitação, que varia hoje de 1.500 a 2.000 milímetros por ano em sua parte oriental, foi reduzida para 1.000 a 1.500 milímetros por ano durante tais fases (Absy et *al.*, 1991; Sifeddine et *al.*, 1994).

Outras provas da ocorrência de fortes mudanças climáticas foram obtidas através de estudos palinológicos – i.e., do estudo de pólens e esporos, fósseis e atuais – de um testemunho coletado na cratera de Colônia, atualmente no domínio de mata atlântica no Estado de São Paulo – 23°52'S/46°42'20''W. Este testemunho forneceu resultados de mudanças na composição desse bioma brasileiro durante os últimos ciclos glacial e interglacial – Ledru *et al.*, 2005, 2009. Nestes estudos, foram analisados, aproximadamente, os últimos 120 mil anos.

Essas mudanças têm sido discutidas principalmente com base nas frequências de pólen de elementos arbóreos – representada à Figura 4.1a deste capítulo – e refletem as alterações na cobertura florestal, associando os períodos de maior expansão e retração desta às modificações relacionadas com umidade e temperatura. Comparados a outros registros paleoclimáticos – como, por exemplo, os que são mostrados à Figura 4.1b –, estes resultados exibem maior consistência com o ciclo orbital de precessão – ao redor de 23 ka –, o que pode ser visualizado à Figura 4.1c. Eles fornecem evidências de que a alterações na insolação foram responsáveis por modificações na precipitação que, por sua vez, causaram expansão ouredução da mata atlântica, durante os últimos 120 ka.



Figura 4.1. Variações para os últimos 120 ka nos parâmetros (a) porcentagem de pólen de elementos arbóreos em testemunho sedimentar coletado na Cratera de Colônia no Estado de São Paulo (Ledru et al., 2009); (b) valores de 8¹⁸O do espeleotema BT2 da Caverna de Botuverá, no Estado de Santa Catarina (Cruz et al., 2005) – notar que o eixo das ordenadas está invertido –; e (c) insolação para 30°S para o mês de fevereiro (Laskar et al., 2004).

4.2.3 EVIDÊNCIAS PALEOCLIMÁTICAS A PARTIR DE ESPELEOTEMAS

Registros das razões isotópicas de oxigênio em espeleotemas precisamente datados pelo método urânio e tório, ou U/Th – *i.e.*, datação baseada no decaimento radioativo dos isótopos da série desses dois elementos químicos– consolidaram-se nos últimos anos como um dos melhores indicadores paleoclimáticos de regiões (sub)tropicais (Wang et al., 2001; Cruz et al., 2005). O registro de isótopo de oxigênio (8¹⁸O) de alta resolução de uma estalagmite coletada na caverna de Botuverá, em Santa Catarina, entre 27°13′24″S e 49°09′20″W (Cruz et al., 2005), abrangendo os últimos 116 ka, variou de acordo com mudanças na origem da umidade e da quantidade de chuva na área da caverna.

A comparação entre as variações dos valores de 8¹⁸O, representada à Figura 4.2b neste capítulo, com os dados de insolação, mostrados à Figura 4.2c para o mês de fevereiro, a 30°S, sugere uma relação controlada pelos últimos cinco ciclos de precessão.

Essa relação está bem marcada pela correspondência dos valores máximos e mínimos das razões isotópicas do oxigênio dos espeleotemas com as fases de insolação mínima e máxima – notar o eixo –, respectivamente. Através desses estudos, foi possível se observar aumento ou diminuição relativa das chuvas associada ao regime do SMAS, durante as fases de insolação máxima ou mínima de verão.

Nesse caso, variações dos valores de 8¹⁸O de espeleotemas, teriam estado associadas às mudanças na intensidade do sistema das monções no Sul do Brasil, que é altamente dependente das alterações na circulação atmosférica em escala global (Cruz et al., 2005, 2006; Wang et al., 2006). Nessa mesma linha de pesquisa, foram discutidas oscilações em escala temporal orbital da precipitação e da circulação atmosférica no Norte do Nordeste brasileiro. Análises de registros isotópicos de 8¹⁸O em espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009) permitiram sugerir que as variações da paleoprecipitação foram inversamente proporcionais às fases de máxima e mínima da insolação de verão de fevereiro para 10°S.

Essas reconstituições, obtidas através da alta resolução temporal dos valores de 8¹⁸O em estalagmites potiguares, permitiram indicar que a insolação foi também a principal forçante das variações de paleoprecipitação no Nordeste brasileiro, assim como observado nas regiões Sul e Sudeste, em registros temporalmente mais longos (Cruz et al., 2005, 2009).

No entanto, notou-se que as variações da precipitação em escala de tempo orbital são caracterizadas pela presença de um dipolo de precipitação entre as regiões Sul/Sudeste e Nordeste do Brasil.

Do mesmo modo, correlações positivas foram observadas entre registros geoquímicos de titânio (Ti) envolvendo os últimos catorze mil anos dos testemunhos marinhos da Bacía de Cariaco (Haug et al., 2001), na Venezuela, a aproximadamente 10°N. No caso, a diminuição das concentrações desse elemento químico nos sedimentos marinhos encontrados próximo à costa venezuelana durante os últimos quatro mil anos, foi associada à menor descarga fluvial na referida bacia, devido ao aumento de aridez na porção norte da América do Sul.

O contrário ocorreu durante o Holoceno inferior e médio – período que vai desde ao redor de onze mil anos calibrados antes do presente até quatro cal. ka AP –, quando se registrou maiores concentrações de Ti nos sedimentos marinhos da região, o que se atribui à expansão do aporte de terrígenos de origem continental devido a condições mais úmidas no continente.

Essa mudança de condições mais úmidas para mais secas, por volta de quatro mil anos calibrados antes do presente, ocorreu, simultaneamente, na China, como exibido à Figura 4.2 (Wang et al., 2001, 2008), na Bacia de Cariaco (Peterson et al., 2000; Haug et al., 2001), no Oeste da África (Gasse, 2000) e na América Central (Lachniet et al., 2004). Possivelmente, ela se deu associada a um deslocamento para o Sul da ZCIT, com consequente aumento de precipitação sobre o Brasil tropical. Um mecanismo semelhante vem sendo largamente utilizado para explicar condições mais úmidas durante fases de insolação mais alta nos subtrópicos brasileiros (Cruz et al., 2005, 2006) e nos Andes (Baker et al., 2001a, 2001b; Seltzer et al., 2002), que ocorrem em oposição ao clima dos trópicos do hemisfério norte.

Ponto fundamental a respeito da discussão sobre o padrão de variação paleoclimática da precipitação em escala de tempo orbital é o de que, tal fenômeno, não pode ser simplesmente explicado pelo deslocamento meridional da ZCIT.

As oscilações das chuvas sobre o Nordeste do Brasil (Cruz et al., 2009) que seguem o ciclo de precessão, ocorrem em fase coordenada com a dos registros paleoclimáticos do hemisfério norte e são, assim, antifásicas com os registros de espeleotemas do Sul e do Sudeste do Brasil (Cruz et al., 2005, 2006) e de lagos ou espeleotemas dos Andes (Baker et al., 2001a, 2001b; Seltzer et al., 2002; Breukelen et al., 2008).

Tal padrão antifásico de paleoprecipitação entre o Nordeste e o Sul e Sudeste brasileiros, proposto por Cruz et al. (2009), foi também observado na região da Chapada Diamantina (BA), sugerindo ser dominante na maior parte dessa região do Brasil, do Rio Grande do Norte até a Bahia, como mostrado à Figura 4.2 neste capítulo.



Figura 4.2. Comparação entre os registros de 8¹⁸0 de espeleotemas das cavernas de (a) Hulu e Sanbao, na China (Wang et al., 2001, 2008), (b) Botuverá, no Estado de Santa Catarina, Brasil (Cruz et al., 2005) e (c) Rainha, Furna Nova e Abissal, no Estado do Rio Grande do Norte, Brasil (Cruz et al., 2009). Valores de insolação calculados para distintas latitudes e meses do ano podem também ser observados (Laskar et al., 2004).

O padrão antifásico das chuvas do hemisfério sul durante o Holoceno, assim como o descrito para alguns trechos da última glaciação, pode ser explicado a partir da influência do SMAS sobre a circulação zonal dentro do continente, intensificada durante os períodos de insolação austral mais alta. Sugere-se que o aumento da radiação solar no topo da atmosfera teria aquecido o continente sul-americano em relação à superfície marinha, o que resultou numa maior convergência de umidade do Oceano Atlântico tropical para a Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas. Esse processo intensificou o sistema monçônico e aprofundou o cavado do Nordeste, responsável pelas condições de baixa pressão em altos níveis da região – e vice-versa – durante o verão, que gerou condições mais secas no Nordeste e, mais úmidas, no restante do País (Cruz et al., 2009; Ferreira e Chao, 2012).

4.2.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Esta síntese teve como objetivo estabelecer o estado da arte em relação às evidências da existência de registros das mudanças orbitais e seus impactos sobre os ciclos hidrológicos, como também sobre os ecossistemas continentais em regiões tropicais e subtropicais do Brasil. O padrão de variação de precipitação em escala orbital ainda deve ser melhor estabelecido para o continente sul-americano com dados de outras regiões brasileiras.

Torna-se extremamente importante, neste estágio, um esforço conjunto da comunidade científica dedicada à paleoclimatologia no sentido de se obter e analisar testemunhos lacustres e marinhos longos em regiões-chave para um melhor conhecimento dos impactos dos parâmetros orbitais sobre os ciclos hidrológicos e, também, sobre a vegetação – por exemplo, por meiodo International Continental Scientific Drilling Program – http://www.icdp-online.org – e do International Ocean Discovery Program – http://www.iodp.org.

4.3. MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS

4.3.1 INTRODUÇÃO

Durante a última glaciação, a Groenlândia apresentou marcantes e abruptas mudanças climáticas em escala temporal milenar (Dansgaard *et al.*, 1993; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Os testemunhos de gelo dessa ilha registraram elevações de 7 a 12 °C em poucas décadas, acompanhadas de flutuações dramáticas nas concentrações de metano e de poeira atmosférica (Mayewski *et al.*, 1997; Blunier e Brook, 2001). Neste tópico, alterações climáticas abruptas são aquelas que se processam em grande escala geográfica no intervalo de tempo de algumas décadas ou menos e perduram tipicamente por várias centenas a alguns milhares de anos, causando rupturas substanciais nas sociedades humanas e nos sistemas naturais (Clark *et al.*, 2008).

Ao menos quatro tipos de mudanças abruptas, identificadas nos registros paleoclimáticos, são dignos de nota. Isto porque a sua recorrência apresentaria altos riscos à sociedade no que se refere à sua capacidade adaptativa, a saber:

(i) rápidas alterações no nível do mar devido ao aumento nas taxas de degelo;

(ii) mudanças no ciclo hidrológico que afetam vastas áreas por um longo período de tempo;

(iii) eventos breves de liberação de metano aprisionado em um tipo de solo encontrado na região do Ártico, constituído por terra, gelo e rochas permanentemente congeladas e denominado *permafrost*, e nas margens continentais, e

(iv) alterações na CRMA – a Atlantic Meridional Overtuning Circulation ou AMOC, em inglês – advindas de mudanças no ciclo hidrológico.

Desde as primeiras descobertas, eventos caracterizados como mudanças climáticas abruptas foram identificados em diversas localidades ao redor do planeta (Voelker *et al.*, 2002). No entanto, os mecanismos responsáveis pela formação e propagação destes eventos não se encontram perfeitamente esclarecidos (Broecker, 2003; Barker *et al.*, 2009; Stager *et al.*, 2011).

O conhecimento apropriado destes relevantes eventos depende da existência de uma densa cobertura espacial de registros paleoclimáticos com resolução temporal e modelos de idade compatíveis com a duração dos eventos. A seguir, alguns dos principais registros de mudanças climáticas abruptas, localizados no território brasileiro e na porção sul do Oceano Atlântico, ocorridos durante a última glaciação e seus prováveis mecanismos causadores são abordados neste capítulo.

4.3.2 OS REGISTROS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS DO ÚLTIMO PERÍODO GLA-CIAL E INTERGLACIAL

No Brasil e na porção oeste do Atlântico Sul, as mudanças climáticas abruptas milenares da última glaciação foram registradas em espeleotemas (Wang et al., 2004; Cruz et al., 2005), sedimentos continentais (Ledru et al., 2001, 2006) e sedimentos marinhos (Arz et al., 1998; Behling et al., 2000), representados à Figura 4.3.

Observa-se uma marcante concentração dos registros das mudanças climáticas abruptas na Região Nordeste do Brasil e no oceano adjacente. Os seguintes fatores contribuem para tal concentração: (i) a alta amplitude do sinal ou direção das mudanças climáticas abruptas nesta região do continente e oceano, em função do impacto da ZCIT no clima regional e de sua relação com processos de degelo em latitudes elevadas do hemisfério norte associados a tais alterações;

(ii) a alta resolução temporal de alguns registros paleoclimáticos provenientes destas regiões e

(iii) a maior quantidade de registros paleoclimáticos disponíveis nessas regiões.

Com base em 39 datações U/Th de espeleotemas provenientes da região norte semiárida da Bahia, Wang et al. (2004) definiram dez fases de crescimento de espeleotemas que indicam aumento considerável da precipitação na região, em períodos com duração entre 500 e 2.000 anos, durante os últimos 90 ka, conforme representado neste capítulo às figuras 4.3 e 4.4h, classificadas como eventos de mudanças climáticas abruptas.

Dados de 8¹⁸O de espeleotemas do Rio Grande do Norte (Cruz et al., 2009) corroboraram os resultados apresentados por Wang et al. (2004) para o período do HS1 – entre aproximadamente 18,0 e 15,6 cal. ka AP, segundo Goñi e Harrison (2010) – , além de permitir um detalhamento de parte da estrutura interna deste evento em função da alta resolução temporal do registro isotópico.

Ainda no continente, o registro polínico da Lagoa do Caçó, no Estado do Maranhão, também registrou com certo detalhamento as mudanças de vegetação ocorridas durante a última deglaciação, na qual o *HS1* se sobressai de forma marcante (Ledru *et al.*, 2001, 2006).

Durante a última deglaciação, os autores detectaram o predomínio genérico de uma assembleia vegetacional típica de climas secos, que é suplantada por uma significativa expansão daquelas de climas com maior umidade, cujo pico se situou entre aproximadamente 17 e 15 cal. ka AP, simultânea ao HS1.

No entanto, os eventos quentes abruptos no hemisfério norte, a exemplo do evento *Bølling-Allerød*, ocorrido entre aproximadamente 14.600 e 12.800 anos calibrados antes do presente, segundo Rasmussen *et al.*2006, podem também impactar o clima do Nordeste do Brasil e criar um grande déficit na precipitação através do deslocamento da ZCIT para Norte, assim como observado no Oeste da Bahia (Wang *et al.*, 2007b) e no Rio Grande do Norte (Cruz *et al.*, 2009).



Figura 4.3. Salinidade da superfície marinha, medida em unidades práticas de salinidade (psu, na sigla em inglês) (Antonov et al., 2010) para os oceanos Atlântico e Pacífico, e precipitação acumulada – mm verão-1 – – para a América do Sul durante o verão do hemisfério sul (Xie e Arkin, 1997). A localização dos registros paleoambientais presentes à Figura 4.4 estão representados por círculos amarelos, enquanto outros, também discutidos no texto, são mostrados pelos círculos brancos – ODP999A: Schmidt et al. (2006); Bacia de Cariaco: Peterson et al. (2000), Gonzalez et al. (2008); MD02-2529: Leduc et al. (2007); Lagoa do Caçó: Ledru et al. 2001, 2006); GeoB3104-1/3912-1: Arz et al. (1998), Behling et al. (2000), Jennerjahn et al. (2004); GeoB3910-2: Jaeschke et al. (2007); cavernas Toca da Boa Vista (TBV) e Lapa dos Brejões (LBR): Wang et al. (2004); Caverna Santana: Cruz et al. (2006); Caverna de Botuverá: Cruz et al. (2005), Wang et al. (2006; 2007a), 36GGC: Carlson et al. (2008) e GeoB6211-2: Chiessi et al. (2008).

Na porção equatorial oeste do Oceano Atlântico, Arz et al. (1998) caracterizaram nove períodos de mudanças climáticas abruptas com duração milenar de maior acúmulo de sedimentos terrígenos, exibidos às figuras 4.3 e 4.4d, durante os últimos aproximadamente 80 ka. Tais incrementos estão registrados no aumento das razões entre os elementos químicos titânio e cálcio (Ti/Ca) e entre ferro (Fe) e o segundo, analisados em sedimento total. Estas razões entre elementos quíumicos refletem períodos de maior descarga sedimentar fluvial associados a expansão considerável dos índices de precipitação sobre o continente.

Arz et al. (1998) observaram, ainda, uma marcante sincronia entre os períodos de maior acúmulo de sedimentos terrígenos e os eventos *Heinrich Stadial* 6 (*HS6*) – entre 63,2 e 60,1 ka AP, aproximadamente –, e *HS*1 – ao redor de 18 a 15,6 cal. ka AP – (Goñi e Harrison, 2010), que se encontram muito bem documentados para a porção norte do Oceano Atlântico.

Em um dos testemunhos sedimentares marinhos estudados por Arz et al. (1998), os autores Behling et al. (2000) inferiram a presença predominante de pólens de plantas do bioma Caatinga no continente adjacente, o que indica que as condições climáticas semiáridas persistiram na Região Nordeste do Brasil durante os últimos aproximadamente 50 mil anos. Entretanto, as composições de florestas mais úmidas se tornaram mais abundantes na mesma região durante os eventos HS4 a HS1. É que o fluxo de pólens e esporos para o sítio de deposição ao longo desse tempo aumentou de modo significativo, muito provavelmente devido à precipitação e à descarga fluviais incrementadas, como exibido à Figura 4.4f.

Com base em indicadores de geoquímica orgânica, Jennerjahn et al. (2004) descreveram períodos milenarescoincidentes temporalmente com os eventos HS8-HS1 além do Younger Dryas (YD), de menor degradação e predomínio de matéria orgânica continental depositada no sítio marinho estudado, o que segue mostrado pelas figuras 4.3 e 4.4e. Tais mudanças foram atribuídas a um menor tempo de residência da matéria orgânica e a um aporte fluvial mais intenso por sua vez, relacionado a uma maior precipitação sobre o Nordeste do Brasil. O estudo detalhado das modificações na vegetação da área de captação do testemunho marinho GeoB3910-2 – *i.e.*, bacias de drenagem dos Estados do Rio Grande do Norte e do Ceará –, representado à Figura 4.3, permitiu identificar algumas características da estrutura interna do HS1 (Dupont *et al.*, 2009). Durante o seu início – aproximadamente entre 18 e 16,6 cal. ka AP –, o aumento no fluxo de pólens acusou elevação na precipitação sobre a área de captação. No entanto, nesta primeira fase, os autores não identificaram marcantes modificações na assembleia polínica, que apresenta uma mistura de gramíneas e elementos típicos de savana, indicando que a erosão é o principal responsável pelo aumento no fluxo de pólens.

Durante uma segunda fase – aproximadamente de 16.60 a 14.900 cal. AP –, os autores descreveram ter havido crescimento marcante na porcentagem e diversidade de elementos florestais. Após esse período, as assembleias polínicas voltaram a apresentar a predominância de típicos registros de gramíneas e de savana.

Quatro estudos apresentaram reconstituições das variações das temperaturas oceânicas para períodos distintos tando da última glaciação como da derradeira deglaciação da porção oeste do Atlântico Sul, com resolução temporal adequada para capturar mudanças abruptas na escala milenar. A saber: os realizados por Weldeab et al. (2006), Jaeschke et al. (2007), Carlson et al. (2008) e Chiessi et al. (2008) e mostrados à Figura 4.3. Mas, neste rol, apenas o de Jaeschke et al. (2007) apresentou um registro que ultrapassa o Último Máximo Glacial e será tratado nesta seção, enquanto que os demais serão apresentados na seção 4.4. deste capítulo. Utilizando o índice de insaturação de alquenonas – grupos de compostos orgânicos muito resistentes à decomposição e capazes de armazenar a temperatura da água na quals e formaram–, Jaeschke et al. (2007) reportaram diminuições abruptas nas temperaturas da superfície marinha, com amplitude entre 0,5 e 2° C ao largo do Estado do Ceará. Tais reduções são simultâneas aos eventos HS6-HS2, bem como aos picos de aporte de sedimentos terrígenos (Arz et al., 1998), matéria orgânica continental (Jennerjahn et al., 2004), e fluxo de pólens (Behling et al., 2000) para o Oceano Atlântico.

Nas regiões Sudeste e Sul do Brasil, registros de 8¹⁸O das cavernas de Botuverá (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2007a) e de Santana (Cruz et al., 2006) – encontraram marcantes excursões abruptas negativas milenares de até 2‰ durante os eventos *Heinrich Stadial* 10 (HS10), HS1 e YD, como se pode notar às figuras 4.3 e 4.4i. Tais autores associaram esas anomalias a períodos nos quais a principal fonte de umidade para as cavernas teria sido a proveniente da região amazônica, supostamente relacionada ao SMAS.

4.3.3 OS MECANISMOS RESPONSÁVEIS PELAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS ABRUPTAS

Os padrões de distribuição das anomalias de TSM durante os eventos HS no Oceano Atlântico apontam para uma marcante diminuição nas TSM das altas e médias latitudes do Atlântico Norte (Bard et al., 2000; North Greenland Ice Core Project members, 2004) e do Atlântico equatorial (Jaeschke et al., 2007), enquanto que o Atlântico Sul (Carlson et al., 2008; Barker et al., 2009) e a Antártida (e.g., Blunier e Brook, 2001; EPICA, 2006) sofreram aquecimento. Reconstituições de salinidade da superfície do mar (SSM) indicaram significativa diminuição para as altas latitudes do Atlântico Norte (Bard et al., 2000), enquanto que o Oeste e o Sul desse mesmo oceano (Schmidt et al., 2006; Carlson et al., 2008), bem como o Índico (Levi et al., 2007), apresentaram elevação. Modelos conceituais e numéricos indicaram que tais padrões de distribuição estão associados a mudanças na CRMA em resposta a pequenas modificações no ciclo hidrológico (Manabe e Stouffer, 1988; Crowley, 1992; Vellinga e Wood, 2002). A formação de Água Profunda do Atlântico Norte seria perturbada por essas modificações no ciclo hidrológico e, por sua vez, fenômenos oceânicos e atmosféricos seriam responsáveis pela transmissão global do sinal climático por meio de uma série de mecanismos de retroalimentação (Broecker, 1997; Clark et al., 2002).

Fundamentalmente, o enfraquecimento da CRMA durante os eventos HS estaria associado ao aquecimento da superfície e de profundidades intermediárias das águas do Oceano Atlântico Sul e

ao resfriamento das mesmas, em sua porção norte. Um grande número de reconstituições paleoambientais baseadas em múltiplos indicadores corroborou o envolvimento da CRMA nas mudanças climáticas abruptas (Bond et al., 1993; Rühlemann et al., 1999; McManus et al., 2004; Gherardi et al., 2005; Leduc et al., 2007; Chiessi et al., 2008).

As modificações de TSM e SSM observadas no Atlântico equatorial e Sul durante as mudanças climáticas abruptas são explicadas de maneira satisfatória pela diminuição na intensidade da CRMA. No entanto, as alterações no padrão de precipitação sobre o Brasil, bem como em sua distribuição sobre os principais biomas, requer uma avaliação mais detalhada dos mecanismos potencialmente responsáveis. Durante o último período glacial, a marcante desintensificação da CRMA teria causado a expansão da cobertura de gelo do mar no Atlântico Norte e o subsequente deslocamento da ZCIT para Sul (Chiang et al., 2003; Chiang e Bitz, 2005).

Este fenômeno foi muito provavelmente responsável por uma mudança abrupta no ciclo hidrológico tropical como reconstituído através de registros do Norte da América do Sul e na Região Nordeste do Brasil, reproduzidos aqui, às figuras 4.4c, d, e, f, e h (Arz et al., 1998; Peterson et al., 2000; Wang et al., 2004). Conforme observado em dados instrumentais (Robertson e Mechoso 2000; Doyle e Barros 2002; Liebmann et al., 2004), uma anomalia positiva de TSM na porção oeste do Atlântico Sul subtropical pode intensificaro SMAS e o jato em baixos níveis. Tal combinação terminaria por fornecer umidade empobrecida isotopicamente – i.e., com valores muito negativos de 8¹⁸O – para as regiões Sul e Sudeste brasileiras (Vuille e Werner, 2005), conforme registrado à Figura 4.4i (Cruz et al., 2005; Wang et al., 2007a). Adicionalmente, de forma análoga à situação observada durante o inverno boreal (Lindzen e Hou, 1988), a migração para o Sul da ZCIT durante os eventos HS pode ter causado uma assimetria meridional na circulação de Hadley (Wang et al., 2004; Wang et al., 2006; Wang et al., 2007a; Cruz et al., 2009). O deslocamento para o Sul da célula de Hadley alteraria o transporte meridional de umidade, intensificando a movimentação ascendente de massas de ar nas baixas latitudes austrais, enquanto que os trópicos e subtrópicos do hemisfério norte seriam caracterizados por movimentação em direção oposta mais intensa. Genericamente, as baixas latitudes do hemisfério sul sofreriam elevação na precipitação, que diminuiria nas coordenadas similares do hemisfério norte (Clement et al., 2004; Chiang e Bitz, 2005). Esta assimetria inter-hemisférica na circulação de Hadley estaria particularmente bem documentada nas tendências opostas observadas em registros de 818O, baseados em espeleotemas da China e do Brasil (Wang et al., 2006; Wang et al., 2007a).

Períodos de enfraquecimento do Sistema de Monção de Verão do Leste da Ásia (SMLA) estariam associados à intensificação do SMAS – maiores detalhes podem ser lidos em Wang et al., 2006, 2007a e 2007b. Durante os eventos HS, as florestas de baixas altitudes no extremo norte da América do Sul tornaram-se menos densas, enquanto que a tendência oposta foi registrada no Nordeste do Brasil (Ledru et al., 2001; Gonzalez et al., 2008; Dupont et al., 2009; Hessler et al., 2010). A resposta oposta, encontrada em ambos os limites de migração sazonal da ZCIT, corroborou a hipótese de uma migração para o Sul da ZCIT durante os eventos HS (Peterson et al., 2000).

4.3.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os registros paleoclimáticos e paleoceanográficos disponíveis na literatura evidenciam fortes e abruptas oscilações no gradiente de temperatura entre as altas e médias latitudes do Atlântico Norte e a porção equatorial do mesmo oceano, que causaram variações abruptas de pluviosidade tanto no regime de chuva associado às monções sul-americanas, quanto na área diretamente afetada pela ZCIT. Essas mudanças são sentidas principalmente nos eventos frios do hemisfério norte, do tipo HS, mas em alguns casos também são coincidentes com ocorrências quentes no mesmo hemisfério do tipo Daansgard-Oeschger. Abruptas, as causas de ambas residem, aparentemente, em marcantes modificações de intensidade da CRMA.



Figura 4.4. Registros paleoclimáticos da porção leste da América do Sul e do oeste do Oceano Atlântico para o intervalo entre dez e 90 cal. ka AP, além de indicadores de temperatura das altas latitudes do hemisfério norte (a) e da intensidade do Sistema de Monção de Verão do Leste da Ásia (SMLA) (b). A latitude de cada registro pode ser encontrada nesta figura. Todos os registros estão com seus modelos de idade originais. As siglas HS1, HS2, HS3, HS4, HS5 e HS6 se referem aos eventos do tipo Heinrich Stadial cujas idades foram baseadas em EPICA (2006). Outras abreviações usadas na figura: LBR – Caverna Lapa dos Brejões, T – temperatura, TBV – Caverna Toca da Boa Vista, TSM – temperatura da superfície do mar, VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite. Para a localização dos registros sulamericanos, ver a Figura 4.3.

Apesar dos avanços no conhecimento dos eventos abruptos milenares que ocorreram no último período glacial e deglacial, é necessária ampla expansão desses estudos para novas áreas, tendo em vista determinar:

(i) a distribuição espacial no continente sul-americano das anomalias positivas de precipitação durante os HS;

(ii) a distribuição espacial no Atlântico Sul das anomalias de TSM e SSM durante os HS;

(iii) a distribuição vertical no Atlântico Sul das mesmas anomalias durante os HS;

(iv) a velocidade da resposta dos diversos biomas às modificações na precipitação associadas aos eventos HS e;

(v) os mecanismos pelos quais os eventos milenares abruptos modulam ciclos em escala secular a decenal de variação de pluviosidade nos trópicos da América do Sul.

Como é altamente provável que a CRMA apresente diminuição na sua intensidade – aproximadamente 25% – em futuro próximo – ou seja, até o final do século XXI – (Meehl et al., 2007), estudos mais aprofundados dos impactos das mudanças pretéritas na intensidade dessa Célula sobre o clima da América do Sul e dos oceanos adjacentes se fazem altamente necessários, principalmente quanto à ocorrência de extremos hidrológicos.

4.4. MUDANÇAS NA PALEOCIRCULAÇÃO DA PORÇÃO OESTE DO ATLÂNTICO SUL

4.4.1 INTRODUÇÃO

Três serão os períodos tratados a seguir: o Último Máximo Glacial (UMG) – entre 23 e 19 mil anos calibrados antes do presente –, a última deglaciação – entre aproximadamente 19 mil e 11.700 anos calibrados antes do presente – e o Holoceno – desde 11.700 anos calibrados antes do presente. Sua escolha se deveu ao fato de apresentarem, pelo menos, duas das seguintes características:

(i) estar representados por quantidade mínima de dados de reconstituição na porção oeste do Atlântico Sul;

(ii) representar condições de contorno – e.g., extensão das geleiras no hemisfério norte, nível relativo do mar, concentração dos GEEs na atmosfera – significativamente distintas daquelas observadas desde o Holoceno até o período pré-industrial;

(iii) conter eventos abruptos de mudanças na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul e

(iv) permitir explorar a variabilidade de alta frequência – i.e., decenal, multidecenal, secular – na circulação da porção oeste do Atlântico Sul sob condições de contorno similares àquelas do período pré-industrial – tais como, extensão das geleiras no hemisfério norte, nível relativo do mar e concentração dos GEEs na atmosfera.

Adicionalmente, são períodos de marcante interesse para a validação de modelos numéricos de circulação oceânica e atmosférica (Knorr e Lohmann, 2003; Otto-Bliesner et al., 2007; Dias et al., 2009).

4.4.2 O ÚLTIMO MÁXIMO GLACIAL

Apesar da relativamente pequena quantidade de dados provenientes da porção oeste do Atlântico Sul, o que está mostrado à Figura 4.5 deste capítulo, a compilação mais recente de TSM indica que durante o UMG houve uma diminuição entre um e dois graus Celsius – média anual – na porção oeste do Atlântico Sul, conforme reproduzido à Figura 4.6c (MARGO Project Members, 2009.)

Os mesmos autores indicam um resfriamento entre quatro e oito graus Celsius – verão do hemisfério sul – para a região da atual Zona Subantártica do setor do Atlântico no Oceano Austral. Uma vez que esse resfriamento teria sido significativamente superior ao observado em latitudes mais baixas, acredita-se que o valor do gradiente térmico na porção norte do referido setor durante o UMG tenha sido marcantemente maior do que o atual (Gersonde *et al.,* 2005; Groeneveld e Chiessi, 2011).

A grande maioria dos dados de TSM disponíveis para o UMG se refere à utilização de assembleias de microorganismos – foraminíferos, diatomáceas e radiolários – sendo que a aplicação de outros indicadores ainda é extremamente restrita (MARGO Project Members, 2009).

A distribuição vertical das massas de água na porção oeste do Atlântico Sul durante o UMG foi relativamente distinta da sua distribuição moderna (Stramma e England, 1999; Came et al., 2003; Volbers e Henrich, 2004; Curry e Oppo, 2005; Makou et al., 2010). Como diferenças principais, se pode mencionar:

(i) a diminuição na profundidade da lisóclina da calcita – profundidade em que intensifica-se a dissolução da calcita dos sedimentos oceânicos – de, aproximadamente, 4.000 metros para cerca de 3.200 metros (Volbers e Henrich, 2004);

(ii) a diminuição na profundidade da porção central da Água Intermediária Antártica (AAIW, do inglês Antarctic Intermediate Water) de aproximadamente 1.500 metros para aproximadamente 1.000 metros, conforme reproduzido à Figura 4.6i (Came et al., 2003; Curry e Oppo, 2005; Makou et al., 2010); (iii) a presença de massa de água proveniente do Norte a equivalente no UMG da Água Profunda do Atlântico Norte – em inglês, North Atlantic Deep Water (NADW) –, centrada em aproximadamente 1.500 metros e, atualmente, com sua porção central rondando 2.500 metros de profundidade, como mostrado à Figura 4.6i (Stramma e England, 1999; Came et al., 2003; Curry e Oppo, 2005), e

(iv) a presença de uma massa de água proveniente do Sul, a Água Antártica de Fundo (AABW, do inglês Antarctic Bottom Water), abaixo de aproximadamente 2.000 metros, atualmentepresente a uma profundidade abaixo de 3.800 metros (Stramma e England, 1999; Curry e Oppo, 2005).

Esta distribuição apresenta marcantes consequências para:

(i) a operação da CRMA (e.g., Lynch-Stieglitzet al., 2007);

(ii) a capacidade do Oceano Atlântico em aprisionar CO₂ atmosférico (Skinner et al., 2010) e

(iii) a redistribuição de calor e nutrientes no referido oceano (Ganachaud e Wunsch, 2000; Sarmiento et al., 2004).

Apesar da sua intrínseca relevância, ainda não está claro se a operação da CRMA durante o UMG foi significativamente distinta da atual (Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007).

Indicadores cinemáticos – e.g., a razão entre um isótopo do protactínio (Pa) e do tório (Th) – da intensidade da CRMA ainda não estão disponíveis para a porção oeste do Atlântico Sul, porém os analisados em testemunhos sedimentares de outras regiões do Atlântico forneceram importantes informações a respeito da operação dessa Célula durante o UMG.

Aparentemente, o Oceano Atlântico, durante tal fase glacial, foi marcado por uma célula de revolvimento similar à atual (Lynch-Stieglitz *et al.*, 2007). A CRMA, nesse mesmo período, foi provavelmente mais rasa do que a moderna e o tempo de residência das águas profundas foi ligeiramente superior aos valores atualmente exibidos pelas mesmas massas de água (McManus *et al.*, 2004; Gherardi *et al.*, 2009).

Vale notar que o valor do gradiente zonal de 8¹⁸O, analisado em foraminíferos bentônicos – classe de microrganismos que habitam o substrato oceânico e indicadores de densidade das massas de água de fundo –, aproximou-se de zero durante o UMG. Isso sugeriu uma diminuição marcante na intensidade da porção superior da célula de revolvimento (Lynch-Stieglitz et al., 2006).



Figura 4.5. Média anual da temperatura da superfície marinha (o C) para a porção oeste do Atlântico Sul (Locarnini et al., 2010) e localização dos testemunhos sedimentares marinhos discutidos no texto. Testemunhos com dados disponíveis apenas para o Último Máximo Glacial estão representados por círculo brancos (MARGO Project Members, 2009); testemunhos com dados disponíveis para outros períodos estão representados pelos círculos amarelos - GeoB3910-2: Arz et al. (2001), Jaeschke et al. (2007); GeoB3129/3911-3: Weldeab et al. (2006);GeoB3202-1: Arz et al.(1999); SAN76: Toledo et al. (2007a, b); 7606: Gyllencreutz et al. (2010); 36GGC: Came et al. (2003); Carlson et al. (2008); Pahnke et al. (2008); GeoB6211-2: Chiessi et al. (2008) e SP1251: Laprida et al. (2011).

4.4.3 A ÚLTIMA DEGLACIAÇÃO

Os eventos climáticos abruptos característicos da última deglaciação – e.g., HS1, YD – causaram marcantes modificações na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul, representadas aqui às figuras 4.6c, d, e, h, i e j (Arz et al., 1999; Chiessi et al., 2008; Pahnke et al., 2008). Apesar de ainda restrita, a quantidade de dados que registra tal época nessa região marinha já permite a elaboração de um cenário evolutivo para o período.

As latitudes subtropicais dessa região sofreram aparente elevação nas TSM (Carlson *et al.*, 2008) durante os eventos de diminuição na intensidade da CRMA enquanto que nas altas latitudes do hemisfério norte observou-se diminuição na TSM – *i.e.*, durante o HS1 e o YD –, o que está representado à Figura 4.6a (Bard *et al.*, 2000; McManus *et al.*, 2004; North Greenland Ice Core Project members, 2004). Esta situação seria compatível com a intensificação da Corrente do Brasil em detrimento da Corrente Norte do Brasil, mostrada à Figura 4.6e (Arz *et al.*, 1999), mas ainda carece de evidências conclusivas. Também está de acordo com o aprisionamento de calor nas camadas superficiais do Atlântico Sul (Carlson *et al.*, 2008; Barker *et al.*, 2009), e a operação de um dipolo meridional na TSMdo Oceano Atlântico, conforme proposto em modelos conceituais e numéricos (Broecker, 1998; Vellinga e Wood, 2002).

A diminuição da CRMA e seus efeitos colaterais provavelmente causaram uma elevação na SSM encontrada na porção oeste do Atlântico, que também foi registrada no talude continental brasileiro, conforme se observa à Figura 4.6d, (Weldeab *et al.*, 2006; Carlson *et al.*, 2008). Uma situação similar foi encontrada por Toledo *et al.* (2007a) no testemunho SAN76, apesar da resolução temporal mais baixa dos dados isotópicos – exibido à Figura 4.5.

Dois testemunhos sedimentares coletados no talude continental do Nordeste do Brasil apontaram tendências de variações de TSM aparentemente distintas durante os eventos climáticos abruptos da última deglaciação – *i.e., HS1, YD* –, representado à Figura 4.6c (Weldeab et al., 2006; Jaeschke et al., 2007). Reconstituições de TSM, com base na razão Mg/Ca – entre magnésio e cálcio – e analisada em foraminíferos planctônicos, indicaram uma elevação para períodos de diminuição da CRMA (Weldeab et al., 2006) enquanto que outras, baseadas no índice de insaturação de alquenonas, não apontaram para qualquer alteração durante os mesmos períodos (Jaeschke *et al.*, 2007). Acredita-se que tal divergência esteja relacionada às diferentes estações do ano, registradas em cada um dos indicadores utilizados, a saber, verão para os foraminíferos e, inverno, para as alquenonas (Leduc *et al.*, 2010).



Figura 4.6. Registros paleoceanográficos da porção oeste do Atlântico Sul desde o Último Máximo Glacial e indicadores de temperatura provenientes das altas latitudes dos hemisférios norte e sul. A latitude de cada registro pode ser encontrada nesta figura. Todos os registros exibem seus modelos de idade originais. As três barras de cor cinza verticais marcam o Último Máximo Glacial (Mix et al., 2001), HS1 (McManus et al., 2004) e YD (Rasmussen et al., 2006). Outras abreviações usadas na figura: CB -Corrente do Brasil, ivc - ice volume corrected, SSM - salinidade da superfície do mar, sw - seawater, T – temperatura, TSM – temperatura da superfície do mar, VPDB – Vienna Pee Dee Belemnite, e VSMOW – Vienna Standard Mean Ocean Water. Para a localização dos testemunhos marinhos, ver a Figura 4.5.

Na termoclina – camada dos oceanos em que a água muda bruscamente de temperatura – permanente das latitudes subtropicais da porção oeste do Atlântico Sul, temperatura e salinidade apresentaram evolução oposta àquela observada na superfície do mar durante a última deglaciação, conforme mostrado à Figura 4.6j (Chiessi et al., 2008). Este comportamento foi associado, em parte, às mudanças no gradiente zonal de temperatura, principalmente na profundidade da termoclina permanente, em resposta às alterações na intensidade da CRMA e, em parte, às mudanças ocorridas no fluxo da massa de água central com alta salinidade, que é transportada desde o Oceano Índico até o Atlântico Sul, atravessando o vazamento das Agulhas, em resposta à migração para o Sul das frentes circum-antárticas. Em resumo, durante HS1 e YD, registraram-se um valor de gradiente zonal menor em comparação com o Bølling-Allerød além de uma marcante intensificação do vazamento das Agulhas ao final do HS1.

Em profundidades intermediárias das latitudes subtropicais da porção oeste do Atlântico Sul, Pahnke et al. (2008) registraram aumento da participação de AAIW durante períodos de diminuição da CRMA ao longo da última deglaciação, registrado à Figura 4.6g. Este incremento estaria aparentemente associado à diminuição da competição entre a própria AAIW e a Água Glacial Intermediária do Atlântico Norte.

Ainda em profundidades intermediárias, Hendry et al. (2012) sugeriram que, marcantes elevações no conteúdo de nutrientes durante o HS1 e o YD estariam associadas a uma ressurgência mais intensa ao redor da Antártida, em função de um alinhamento entre a porção central dos ventos de Oeste e da Corrente Circumpolar Antártica.

4.4.4 O HOLOCENO

Existe marcante carência de estudos paleoceanográficos, com resolução temporal adequada, que tratem da porção oeste do Atlântico Sul (Leduc et al., 2010). Dois registros de TSM provenientes de baixas latitudes não indicaram marcantes variações durante os últimos dez mil anos, conforme representado à Figura 4.6c (Weldeab et al., 2006; Jaeschke et al., 2007).

Utilizando registros de dissolução de carbonatos marinhos em um testemunho coletado a 2.362 metros de profundidade na porção oeste do Atlântico equatorial, Arz *et al.* (2001) sugeriram que, durante os eventos Bond – ocorrências de diminuição na intensidade da CRMA característicos do Holoceno (Bond *et al.*, 1997), a dissolução tenha aumentado. Isso refletiria o acréscimo da proporção de massas de água mais corrosivas, vindas muito provavelmente do Sul, na localidade e profundidade estudadas. Para latitudes subtropicais, Came *et al.* (2003) sugeriram que a atual configuração de massas de água em profundidades intermediárias só foi atingida ao redor de nove mil anos calibrados antes do presente, concomitantemente ao aquecimento do Atlântico Norte.

Na plataforma continental sul do Brasil, Gyllencreutz et al. (2010) indicaram ter havido uma marcante alteração na circulação superficial entre cinco e quatro mil anos calibrados antes do presente. Os dados apresentados pelos autores sugeriram que as condições hidrográficas atuais teriam se estabelecido neste período, com o avanço em direção ao Norte da Água da Pluma do Rio da Prata – ou seja, da descarga d'água continental de salinidade inferior a do oceano. Isso ocorreria em decorrência do aumento da precipitação no continente e da alteração no regime de ventos, o que está representado à Figura 4.6f deste capítulo.

Tais indicações foram corroboradas e expandidas por Razik et al. (2013), que puderam determinar a penetração marcante de águas da margem continental argentina sobre a margem continental do Sul do Brasil, entre oito e quatro mil anos calibrados antes do presente. Voigt et al. (2013) descreveram que, longos períodos – *i.e.*, dezenas de anos – de intensificação do fenômeno *El Niño*, durante as fases do Holoceno médio e tardio, causaram elevação na precipitação sobre a bacia de drenagem do Rio da Prata e maior intensidade de ventos de Nordeste da porção subtropical oeste do Atlântico Sul. Finalmente, na região da ressurgência de Cabo Frio, Souto et al. (2011) indicaram terem existido dois períodos de
aparente intensificação do fenômeno de ressurgência ao longo dos últimos 1.200 anos, a saber, entre 850 e 1070 e entre 1550 e 1850.

4.4.5 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O conhecimento a respeito das mudanças na paleocirculação da porção oeste do Atlântico Sul é ainda bastante restrito e fragmentado. Extensas regiões da margem continental leste da América do Sul apresentam praticamente nenhum estudo com resolução temporal mínima e modelo de idades confiáveis, como é o caso das áreas localizadas entre aproximadamente 10 e 20°S e ao Sul de 33°S – com exceção dos testemunhos CMU14 e ESP08, de Toledo *et al.* (2007b) e o testemunho SP1251, de Laprida *et al.* (2011).

Adicionalmente, a ausência praticamente completa de estudos que abordem as mudanças abruptas da última glaciação e tratem do último interglacial ergueu importante barreira para se utilizar cenários pretéritos de circulação da porção oeste do Atlântico Sul como análogos futuros.

Não obstante, estudos de calibração executados com amostras de superfície de fundo da porção oeste do Atlântico Sul estão disponíveis para uma quantidade razoavelmente grande de indicadores paleoceanográficos, apesar da densidade amostral ser, na maior parte dos casos, baixa (Harloff e Mackensen, 1997; Mulitza et al., 2003; Frenz et al., 2004; Baumann et al., 2004; Mahiques et al., 2004; Vink et al., 2004; Sousa et al., 2006; Chiessi et al., 2007; Regenberg et al., 2009; Mahiques et al., 2008; Groeneveld e Chiessi, 2011; Govin et al., 2012). A aplicação criteriosa destes indicadores em testemunhos sedimentares com alta taxa de deposição e com modelos de idades robustos trará marcante avanço no conhecimento paleoceanográfico da porção oeste do Atlântico Sul, como se pôde observar nos últimos anos.

4.5. VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR DURANTE O HOLOCENO

4.5.1 INTRODUÇÃO

Apesar das primeiras referências a paleoníveis do mar do Holoceno no Brasil terem completado um século (Branner, 1902; Hartt, 1975), estudos sistemáticos começaram apenas em meados da década de 1960 – e.g., Andel e Laborel, 1964; Delibrias e Laborel, 1969. Desde então, mais de uma centena de publicações que abordam a história do nível do Oceano Atlântico no Brasil foram publicadas.

De 1970 e 1990, curvas de variação do nível relativo do mar foram elaboradas para a região compreendida entre as latitudes 5 e 34°S, apoiadas em centenas de dados de radiocarbono – e.g., Bittencourt et al., 1979 e Suguio et al., 1985. Na costa brasileira, após o UMG, o máximo registrado se refere ao Holoceno médio, com valores por volta de cinco metros acima do atual – isto é, a elevação máxima do Holoceno (EMH). Seguiu-se um descenso, até atingir a situação imediatamente antes do início do período industrial. Trata-se de padrão geral descrito por diversos autores – e.g., Bittencourt et al., 1979; Martin et al., 1985; Suguio et al., 1985; Dominguez et al., 1990; Martin et al., 2003; Angulo et al., 2006.

Contudo, existem controvérsias a respeito de

- (i) quando o nível do mar ultrapassou pela última vez o atual,
- (ii) qual o período e o valor dessa posição mais elevada e, principalmente,
- (iii) qual a maneira como ocorreu o descenso, subsequente ao máximo transgressivo.

Assim, o objetivo deste texto é o de apresentar as principais características das variações relativas do nível do mar e as principais controvérsias que envolvem esta questão fundamental na apreciação das mudanças climáticas globais.

4.5.2 O PERÍODO DE SUBMERSÃO DA PLATAFORMA E DA ZONA COSTEIRA ATUAL

Os dados radiométricos utilizados como indicadores do nível relativo do mar são geralmente escassos e pouco confiáveis para o período compreendido entre o UMG e aproximadamente sete mil anos calibrados antes do presente, sendo as curvas resultantes geralmente baseadas em feições morfossedimentares – *i.e.*, sedimentos em forma de terraços submersos que indicam estabilização do nível relativo do mar.

A exceção é a paleocurva do nível relativo do mar, produzida por Correa (1996) e baseada em indicadores mais precisos. Segundo o autor, houve estabilizações do nível relativo do mar entre nove e oito mil anos calibrados antes do presente, situadas nos patamares de -32 e -45 metros e de -20 e -25 metros, respectivamente.

Dados mais recentes, obtidos por Mahiques e Souza (1999) e outros e apresentados por Mahiques et al. (2010), constituem no momento, o conjunto mais acurado, indicando períodos de estabilização no nível relativo do mar antes da elevação máxima de 5.600 anos calibrados antes do presente.

Na costa do Estado de São Paulo – a $23^{\circ}30'S$ –, conchas de moluscos, coletadas em sedimento de paleopraias e situadas seis metros abaixo do nível atual do mar, apresentaram idade de 7.900 anos calibrados antes do presente (Mahiques e Souza, 1999). Adicionalmente, quatro amostras de arenitos de praia, localizados a 13 ± 1 metro abaixo do nível atual do mar, acusaram idade de oito mil anos calibrados antes do presente. Esses dados corroboraram a mesma idade para um nível de 1,4 ± 0,5 metro abaixo do nível atual do mar, apresentado por Martin *et al.* (2003). Assim, tanto a plataforma brasileira continental leste como a nordeste deve ter sido inundada no início do Holoceno.

Miranda *et al.* (2009) coletaram um testemunho de 124 metros de profundidade na planície holocênica da Ilha de Marajó, no Estado do Pará, e mostraram que as fácies sedimentares presentes – conjunto das características de uma rocha sedimentar – retratavam as oscilações positivas e negativas desde cerca de 50 mil anos AP. Nesse estudo, foi apontada a última posição mais elevada do nível relativo do mar há cerca de 10.500 AP, seguida pelo seu descenso, um processo que é acompanhado por sedimentação lagunar regressiva.

4.5.3 O PERÍODO DE EMERSÃO DA ZONA COSTEIRA ATUAL

O primeiro modelo (Bittencourt et al., 1979; Martin et al., 1980; Suguio et al., 1985; Angulo e Suguio, 1995) admitiu que o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez há cerca de 7.500 anos calibrados antes do presente. Após a elevação máxima no Holoceno, que deve ter ocorrido há cerca de 5.600 e 5.100 anos calibrados antes do presente, houve duas oscilações de alta frequência temporal e de menor magnitude, ambas negativas e seguidas por elevações que aconteceram entre 4.300 e 3.500 anos calibrados AP e, entre 2.700 e 2.100 anos calibrados AP.

Essas curvas foram originalmente definidas com base em mais de 700 datações radiométricas de diversos tipos de indicadores, como sambaquis, cordões litorâneos em planícies costeiras, arenitos de praia, moluscos da família dos vermetídeos, turfas e corais – e.g., Bittencourt et al., 1979; Martin et al., 1980; Suguio et al., 1985; Angulo e Suguio, 1995. Tais dados permitiram que se elaborassem curvas distintas para oito setores da costa brasileira – *i.e.*, Salvador, Ilhéus, Caravelas, Angra dos Reis, Santos, Cananéia–Iguape, Paranaguá e Laguna–Itajaí –, dentre as quais, a da capital baiana, mais setentrional em todo o conjunto, constituiu-se também, na mais completa já obtida.

Nos anos subsequentes, datações foram adicionadas às curvas da Região Sul do País, com base principalmente em vermetídeos – e.g. Angulo e Suguio, 1995. Por outro lado, as curvas das porções leste e nordeste da costa brasileira tenderam a apresentar elevação máxima no Holoceno cerca de dois metros acima daquela existente nas áreas sudeste e sul. Martin *et al.* (1985) e Suguio *et al.* (1985), com base no trabalho de Morner (1982) atribuíram essas oscilações de alta frequência a alterações no geóide

da Terra – a superfície ininterrupta do globo terrestre sobre a qual a gravidade incide sempre na mesma intensidade –, ou, então, a possíveis variações climáticas.

Bezerra et al. (2003) elaboraram uma curva de variação do nível relativo do mar para a costa oriental e, outra, para a setentrional do Rio Grande do Norte, comparando-as com a de Salvador (Bittencourt et al., 1979; Suguio et al., 1985) e com o modelo glacio-isostático de Peltier (1998). Os autores obtiveram uma curva resultante para ambas as regiões potiguares. Mas, esta não coincidiu plenamente com o padrão das oscilações de alta frequência proposto para a região soteropolitana e guardou, também, diferenças de comportamento em relação ao modelo preditivo glacio-isostático.

Bezerra et al. (2003) apontaram ser fundamental identificar adequadamente o ambiente deposicional. Segundo eles, a elevação dos ambientes deve ser mais precisamente situada em relação ao datum de referência. Além disso, sustentaram ser necessárias precauções sobre as incertezas existentes em relação ao binômio Altura–Idade. Afirmaram ainda, ser importante levar em consideração as respostas glacio-isostáticas regionais e os fatores locais, tais como os regimes tectônicos e o clima, de modo que se possa determinar uma curva precisa de variação do nível relativo do mar.

O segundo modelo, representado à Figura 4.7. – e.g., Angulo e Lessa, 1997; Angulo et al., 1999; Angulo et al., 2006 –, foi elaborado apenas com datações de carapaças de gastrópodes – i.e., vermetídeos – e sustentou que não ocorreram as duas oscilações de alta frequência temporal apuradas pelo modelo anterior.

Angulo e Lessa (1997) revisaram as curvas da região de Paranaguá, no Estado do Paraná, e de Cananéia–Iguape, no Estado de São Paulo – e.g., Suguio et al., 1985 –, e reavaliaram, tanto os ambientes deposicionais, quanto a confiabilidade dos sambaquis como indicadores de paleoníveis do mar. Estes autores concluíram que os indicadores disponíveis não lhes permitiam interpretar a existência das oscilações de alta frequência temporal.

Consequentemente, as taxas de variações do nível relativo do mar não seriam tão acentuadas como proposto no primeiro modelo. Ybert *et al.* (2003), que estudaram turfas da região de Cananéia– Iguape, no Estado de São Paulo, endossaram os resultados do segundo modelo.

Por fim, Angulo et al. (2006) sugeriram que, cerca de 70% das datações previamente publicadas e utilizadas no primeiro modelo contêm erros. Utilizando apenas as datações de vermetídeos, que consideraram indicadores confiáveis, eles elaboraram duas curvas para a costa oriental do Brasil, exibidas à Figura 4.7. deste capítulo.

Tomando a latitude de 28°S como um divisor, a curva para a porção norte teve sua elevação máxima no Holoceno estimada para cerca de 5.500 anos calibrados antes do presente, podendo ter atingido entre dois a 4,5 metros acima do nível atual. Já para aquela voltada em direção à porção sul, verificou-se ter atingido entre um e três metros de elevação acima do patamar exibido atualmente, ao redor de 5.800 a quatro mil anos calibrados antes do presente.

Após a elevação máxima, o nível relativo das curvas declina irregularmente até a posição atual sem oscilações de alta frequencia, como descrito no primeiro modelo. Elas foram comparadas com um modelo glacio-eustático produzido por Milne *et al.* (2005), com dados relativos ao Caribe e à América do Sul. O ajuste entre os resultados do modelo geofísico e os dados de indicadores de paleoníveis do mar resultou muito bom.

Segundo Milne et al. (2005), o nível atual do mar foi ultrapassado pela primeira vez no Holoceno, durante a transgressão que se seguiu ao UMG, por volta de oito mil anos calibrados antes do presente. A sua elevação máxima teria alcançado aproximadamente 4,5 metros por volta de 7.200 anos calibrados antes do presente, em Pernambuco e no Rio de Janeiro. Por sua vez, na região de Santa Catarina, tal ultrapassagem teria se dado há mais de 7.500 anos calibrados AP e a elevação máxima, ocorrido em cerca de três metros, por volta de sete mil anos calibrados antes do presente.



Figura 4.7. (a). Envelopes – faixas – de variação do nível relativo do mar para aproximadamente os últimos sete mil anos cal. AP para a região costeira do Brasil. A linha contínua e os círculos pretos representam a região ao Norte de 28°S; a linha tracejada e os círculos brancos representam a região ao Sul de 28°S –, segundo Angulo et al. (2006). (b) Comparação entre o envelope de variação do nível relativo do mar para aproximadamente os últimos seis cal. ka AP de Angulo et al. (2006), onde a linha contínua representa a região compreendida entre Pernambuco e Paraná, e resultados do modelo geofísico de Milne et al. (2005) representados pela linha pontilhada referente à região de Pernambuco, enquanto que a tracejada equivale à região do Rio de Janeiro. (c) Comparação entre o envelope de variação no nível relativo do mar para os últimos aproximadamente seis mil anos de Angulo et al. (2006), para o qual a linha contínua demarca a região de Santa Catarina, e o resultado do modelos geofísico de Milne et al. (2005), para o qual a linha tracejada mostra a porção sul de Santa Catarina.

Dois estudos no Atol das Rocas (Kikuchi e Leão, 1997; Gherardi e Bosence, 2005), feitos em arenito de praia e no próprio recife, também mostraram a existência naquele monte submarino de um nível relativo do mar mais elevado no Holoceno tardio. Kikuchi e Leão (1997) dataram moluscos gastrópodes e corais no anel de recifes e no arenito de praia existente em uma das ilhas, obtendo idades convencionais de cerca de 2.500 anos calibrados antes do presente a dois metros acima do nível do platô recifal. Já Gherardi e Bosence (2005), com amostras de algas coralináceas, conseguiram um conjunto de dados que lhes permitiu traçar o comportamento do nível relativo do mar nos últimos 3.500 anos antes do presente.

Segundo esses últimos autores, o nível relativo do mar no atol teria ultrapassado o atual pela primeira vez no Holoceno, há cerca de três mil anos calibrados antes do presente, ao passo que a elevação máxima durante esse período teria atingido um metro há cerca de 1.500 anos calibrados antes do presente. Resultou daí, que não foi possível encontrar indícios que permitam explorar o comportamento do nível relativo do mar, tanto no Holoceno médio quanto no inferior, devido à relativa pouca idade dessas ilhas.

As investigações na plataforma amazônica (Cohen *et al.*, 2005, 2008, 2009) mostraram concordância com o comportamento geral da curva do nível relativo do mar holocênica, apesar de não apresentarem indicadores precisos sobre a posição desse patamar relativo. Estes estudos se concentraram principalmente em áreas de manguezais com base em datações de amostra total de sedimento de testemunhos rasos – cerca de 150 centímetros de comprimento – que representam os últimos 1.500 anos calibrados antes do presente.

Estudos do nível relativo do mar na Argentina – e.g., Isla, 1989; Cavallotto et al., 2004 – mostraram um comportamento do nível relativo do mar com semelhanças ao padrão proposto por Angulo et al. (2006) – ou seja, com elevação máxima no Holoceno situada ao redor de seis mil anos calibrados antes do presente e altitude entre dois e quatro metros acima do nível atual, irregularmente declinante mas contínua, sem que se tenha registrado oscilações de alta frequência temporal. É relevante notar que a tendência de rebaixamento do nível relativo do mar reconstituída para os últimos aproximadamente cinco mil anos calibrados antes do presente para a maior parte da região costeira do Brasil tenha sido revertida nas últimas décadas – e.g., Mesquita et al., 2003 –, conforme descrito no capítulo 3 deste Relatório.

4.5.4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo das variações do nível relativo do mar durante o Holoceno avançou consideravelmente nos últimos 35 anos. Uma quantidade significativa de indicadores foi datada e o padrão geral transgressivo e regressivo do nível relativo do mar é hoje aceito por toda a comunidade científica.

No entanto, são ainda escassos os estudos de indicadores do nível relativo do mar na plataforma continental. Isto deixa uma lacuna que precisa ser preenchida para que se possa entender quando e como o nível relativo do mar inundou a plataforma e se encaminhou para a EMH, bem como os períodos de sua rápida elevação, típicos da última deglaciação.

Assim, como já foram estudados arenitos de praia submersos na plataforma continental sudeste, formações similares são abundantes tanto na costa leste quanto na nordeste do Brasil. Ressalta-se que existem também ocorrências de recifes que podem fornecer informações adicionais sobre o comportamento do nível relativo do mar. Estudos que tenham produzido curvas detalhadas de seu comportamento na plataforma continental setentrional são inexistentes e precisam ser realizados.

A resolução da controvérsia existente entre o primeiro e segundo modelos que abordam o período de emersão da zona costeira atual no que se refere às oscilações de alta frequência temporal pode ser encaminhada através da identificação de outros indicadores aptos a aumentar o detalhamento e a correção do comportamento dos paleoníveis do mar. Atualmente, o segundo modelo apresenta uma quantidade mais robusta de evidências conclusivas. Além disso, existem aspectos locais como o dos registros tectônicos, de clima e suprimento de sedimento, ou mesmo, regionais, como o comportamento da crosta ou do manto, que podem contribuir para diferenças importantes no comportamento do nível relativo do mar.

Somam-se a isso, os necessários cuidados para a adequada localização das amostras datadas. A utilização de modelos teóricos juntamente com os dados de campo representa um avanço na abordagem das variações do nível relativo do mar, o que permitirá identificar e quantificar os fatores locais e regionais com maior eficácia.

4.6. AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO

4.6.1 INTRODUÇÃO

O fogo é um fator de perturbação dominante na história das florestas naturais em várias partes do mundo (Attiwill, 1994). Ele afeta o ciclo biogeoquímico e global do carbono (Andreae, 1991). Recentes experimentos de modelagem climática preveem os efeitos de uma substituição em larga escala da floresta amazônica por vegetação de cerrado, até o final do século XXI. Expansão das pressões econômicas, feedbacks positivos nos regimes de fogo na floresta amazônica e seca prolongada são fatores que poderiam levar a uma degradação mais rápida das florestas, associados a altas taxas de desmatamento, em futuro próximo (Nepstad et al., 2008).

Por exemplo, as condições de seca ao longo de grandes extensões da floresta amazônica que surgem devido ao fenômeno *El Niño* criam um potencial para incêndios florestais em grande escala, como foi observado durante a severa estiagem de 1997 e 1998 (Nepstad et al., 1999).

Nas últimas décadas, diferentes setores da sociedade têm expressado sua preocupação sobre o uso indiscriminado do fogo para fins agropecuários e das mudanças de uso da terra em geral. Os impactos que os incêndios provocam na vegetação nativa, seja nos fragmentos de vegetação de mata atlântica do Sul e Sudeste do País ou na floresta amazônica, na Região Norte do Brasil, envolvem questões que dizem respeito às trocas climáticas passadas e futuras (Page *et al.*, 2002; Harrison *et al.*, 2007; Lynch *et al.*, 2007). No momento, notórias são as questões e debates referentes à importância da ação do homem e da natureza – do clima, mais especificamente – no estabelecimento dos incêndios e, por consequência, na dinâmica da vegetação e na manutenção da fisionomia florestal.

4.6.2 AS QUEIMADAS NO REGISTRO PALEOCLIMÁTICO

Estudos paleoambientais indicaram que os incêndios em florestas podem ser atribuídos, inicialmente, às condições climáticas (Whitlock *et al.*, 2006; Marlon *et al.*, 2008), embora ações humanas também tenham tido importância como fonte de ignição (Huber *et al.*, 2004), a exemplo do que foi considerado por Bar-Yosef (2002) durante a evolução humana nas mais remotas regiões. Associados com a vegetação de fisionomia florestal, fragmentos de carvão foram encontrados nos solos de diferentes locais no bioma amazônico – no alto Rio Negro, por exemplo – com idades Carbono14 (¹⁴C) calibradas desde aproximadamente 6,9 cal. ka AP (Saldarriaga e West, 1986). A ocorrência de incêndios associados a alterações climáticas durante o Holoceno médio foi demonstrada por Sanford *et al.* (1985) em vários tipos de floresta no alto Rio Negro. Fragmentos de carvão de um solo do Leste da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas foram datados entre aproximadamente 6.900 e 3.200 anos calibrados AP (Soubiès, 1980).

Sifeddine et al. (1994) observaram abundantes concentrações de fragmentos de carvão com idades entre 7.800 e 4.500 anos calibrados antes do presente na Serra Sul de Carajás, no Pará. Um registro contínuo dos incêndios florestais durante os últimos 8.300 anos calibrados AP foi determinado pela quantificação de microfragmentos de carvão depositados em um sistema lacustre na vizinha Serra Norte de Carajás (Cordeiro, 1995; Cordeiro et al., 1997, 2008).

Fases de intensa atividade de fogo foram observadas, tanto entre 7.500 e 4.800 anos calibrados antes do presente, como entre 1.300 e setecentos anos calibrados AP, conforme indicado pela elevada concentração de micropartículas de carvão. Piperno e Becker (1996) encontraram fragmentos carboníferos no solo que foram datados entre 1.700 a seiscentos anos calibrados antes do presente.

Já Pessenda et al. (1998a e b, 2001) encontraram significativas concentrações de fragmentos de carvão naturalmente soterrados nos solos (Boulet et al., 1995), além de alterações na composição isotópica – 8¹³C – da matéria orgânica do solo em transecções de floresta para cerrado e de floresta para campo no Estado de Rondônia e na região de Humaitá, no Sul do Estado do Amazonas, respectivamente, num total de aproximadamente 750 quilômetros.

Essas variações na concentração de carvão foram relacionadas com trocas de vegetação de floresta – plantas C3, associadas às árvores – para cerrado e campo – plantas C4, associadas às gramíneas –, durante o Holoceno inferior e médio – de aproximados dez a quatro mil anos calibrados AP. Tais trocas de vegetação associadas à presença de fragmentos de carvão – os paleoincêndios – permitiram inferência em relação à presença de um clima mais seco – ou menos úmido – nas regiões de estudo.

Na Região Nordeste do Brasil, estudos palinológicos em sedimentos lacustres na Lagoa do Caçó, no município maranhense de Primeira Cruz (Ledru *et al.*, 2001, 2006), e isotópicos (8¹³C), em solos do Maranhão (Pessenda *et al.*, 2004a, 2005), Piauí, Ceará e Paraíba (Pessenda *et al.*, 2010) indicaram significativa presença de fragmentos de carvão durante o período aproximado de dez mil e 3.600 anos calibrados antes do presente. Os dados polínicos e isotópicos de tais registros também acusaram a abertura da vegetação florestal e a expansão do cerrado em direção ao campo nas áreas de estudo. Tais aspectos também permitiram inferir a presença de um provável clima mais seco do que o atual e, similar aos registros obtidos no bioma Amazônico, em período semelhante.

A comparação entre esses estudos sugere que, por um longo tempo, o fogo tem sido um fator de grande perturbação em ecossistemas tropicais e, juntamente com o clima, de suma importância para a determinação da dinâmica da vegetação, tanto no passado, quanto no presente e, provavelmente, no futuro. Registros similares de fragmentos de carvão foram observados em sedimentos lacustres e solos nas regiões Sudeste e central do Brasil durante o Holoceno (Pessenda *et al.*, 1996; Gouveia *et al.*, 2002; Scheel-Ybert *et al.*, 2003; Pessenda *et al.*, 2004b; Saia *et al.*, 2008), reforçando o significativo papel dos paleoincêndios, em conjunto com fatores climáticos para a dinâmica e a distribuição das formações vegetais no Brasil.

Um registro de alta resolução dos níveis de CO_2 atmosférico durante os últimos onze mil anos calibrados AP foi obtido com o uso de bolhas de gás de um testemunho de gelo coletado no Taylor Dome, na Antártida. Este registro acusou um aumento do gás carbônico atmosférico iniciado cerca de sete mil anos calibrados antes do presente (Indermühle *et al.*, 1999). Seus valores de 8¹³C indicaram aproximação com os de fontes terrestres entre -17 e -30‰ em detrimento de valores mais enriquecidos, das fontes marinhas.

No entanto, dados publicados por Carcaillet *et al.* (2002), provenientes da América do Sul e Central, argumentaram contra a crescente queima de biomassa relacionada com a liberação de carbono no Holoceno médio, um aspecto distinto de publicações recentes (Bush *et al.*, 2007; Cordeiro *et al.* 2008; Mayle e Power, 2008). Carcaillet *et al.* (2002) usou idades 14C de fragmentos de carvão do solo coletados em áreas entre 5°N e 5°S no Norte da bacia amazônica, representando os últimos dois mil anos como evidência de altas concentrações de incêndios florestais. Porém, estas amostras de solo foram coletadas principalmente em seu primeiro metro de profundidade, onde as datações da matéria orgânica correspondentes eram mais recentes do que as realizadas em dimensões mais profundas, nas quais normalmente, os fragmentos de carvão se encontram mais agrupados.

Desde o início da Revolução Industrial, o impacto humano modificou cerca de 40% da superfície da Terra, aumentando o nível de CO_2 atmosférico em cerca de 30% (Vitousek et al., 1997), com taxas anuais de desmatamento de florestas tropicais ao redor de 0,8%. Houghton et al. (1991) calcularam que, entre os anos 1850 a 1980, cerca de 90 a 120 gigatoneladas (Gt) de CO_2 , provenientes de incêndios florestais, foram liberadas para a atmosfera. Em comparação, durante o mesmo período, aproximadamente 165 Gt desse poluente foram emitidas adicionalmente por nações industrializadas através das queimas de carvão, petróleo e gás (Houghton et al., 1991).

Atualmente, a queima de florestas tropicais contribui com cerca de dois a quatro gigatoneladas de carbono a cada ano, ou cerca de 30% do total das emissões antrópicas. Fearnside (1996) calculou que o fluxo resultante de CO₂ para a atmosfera devido à soma das alterações de uso de terras na Amazônia Legal foi de aproximadamente 1,3 Gt de carbono.

Na região Sul do território sul-americano, os impactos da população nativa e a influência do clima na ocorrência de incêndios durante o Holoceno não puderam ser caracterizados em separado (Huber et al., 2004). Entretanto, Whitlock et al. (2006) atribuíram a troca de regime de incêndio superficial, durante o Holoceno médio nos Andes argentinos, ao aumento da variabilidade climática interanual e ao início, ou reforço, de ENSO. Na América do Sul tropical, foram evidenciados eventos periódicos com efeitos similares ao fenômeno *El Niño* e com duração de dezenas a centenas de anos, que guardam certa similaridade com a Oscilação Decenal do Pacífico (Martin et al., 1993).

Desde aproximadamente os últimos 7.900 anos calibrados antes do presente até os dias atuais, ocorreram manifestações climáticas identificadas através das mudanças da dinâmica litorânea na parte central da costa brasileira, sincrônicas com alterações climáticas em outras áreas da América do Sul e sintetizadas, como se segue (Martin *et al.*, 1993).

1. Entre 7.800 anos calibrados antes do presente e de 4,3 a 4,0 cal. ka AP, numerosos períodos de condições do tipo *El Niño* provocaram uma série de períodos secos na região da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas e na porção boliviana do Altiplano Andino, como eventos úmidos no deserto de Sechura, no Chile.

2. Entre 4,3 e 4,0 cal. ka AP e entre 2,9 e 2,6 cal. ka AP, não se registrou nenhuma ocorrência de eventos de tipo *El Niño* associada a clima úmido, tanto na região amazônica como na parte boliviana do Altiplano Andino, nem a clima seco, no deserto de Sechura. Entre 2,9 e 2,6 cal. ka AP e atualmente, condições de tipo *El Niño* ocorreram com menor frequência. Porém, pelo menos três eventos podem estar relacionados a incêndios durante o Holoceno superior em Manaus, no Estado do Amazonas (Santos et al., 2000) e Carajás (Cordeiro et al., 2008).

A relação entre os paleoincêndios e as condições climáticas foram apresentadas por Pierce et al. (2004) e Whitlock (2004), com argumentos de que, modificações nos regimes de fogo durante a anomalia climática da Idade Média, entre os anos de aproximadamente 950 e 1250, e a Pequena Idade do Gelo, por volta do período entre 1400 e 1700, segundo Mann et al. (2009), se basearam nas alterações do clima e sua influência sobre a mistura de combustíveis, nas condições de ignição e no comportamento do fogo.

Foi também verificado que o declínio da combustão da biomassa antes do ano de 1750 ocorreu em fase com o resfriamento global, a despeito do aumento da população humana (Marlon *et al.*, 2008). O fogo teve, ainda, importante papel no desenvolvimento dos ecossistemas da Terra e na dominância das comunidades de plantas (Meyn *et al.*, 2007). Nos últimos 20 anos, incêndios florestais no Brasil e Indonésia podem ter reduzido substancialmente a biodiversidade e levado à ocorrência de distinta seleção biológica (Gisberg, 1998).

4.6.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

É importante enfatizar que a combustão da biomassa é a segunda maior fonte de emissão de gás carbônico – o principal entre todos os GEEs – para a atmosfera. Note-se também que, sob determinadas condições climáticas, registradas em épocas anteriores como o UMG, ela pode ter representado um papel importante para a evolução do ciclo do carbono na Terra. Este período é caracterizado por um clima frio, quando comparado ao atual (Peltier e Solheim, 2004; Justino e Peltier, 2008).

Essas trocas, em associação com reduzidas concentrações de CO₂, induziram modificações no comportamento da vegetação global, como a redução da floresta boreal na Sibéria, o aumento na cobertura da vegetação arbustiva na Europa e de áreas de deserto subtropical (Adam e Faure, 1997). Tem sido também aventado, que as florestas tropicais têm tido suas extensões diminuídas de modo significativo, especialmente no Oeste da África e na América do Sul (Adam e Faure, 1997: Ray e Adams, 2001).

Pode-se também assumir, que a substituição de floresta por biomas com vegetação mais aberta, tais como cerrado, campos e savanas, se dará através da ocorrência de incêndios provocados pela quantidade de combustível disponível, principalmente durante as estações secas. Isto evidencia a necessidade de uma compreensão mais completa da interação entre incêndios, clima e superfície terrestre, na medida em que tal análise pode auxiliar a separar, um a um, os fatores críticos para a dinâmica de ecossistemas modernos.

4.7. A OCUPAÇÃO HUMANA E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

4.7.1 INTRODUÇÃO

A América do Sul foi o último continente do planeta a ser ocupado pelo Homo sapiens. O debate sobre a antiguidade da ocupação humana do continente é certamente intenso e está longe de ser resolvido. Há, no entanto, um consenso de que toda a América do Sul já era ocupada há cerca de doze mil anos e que – o que é particularmente importante –, tais ocupações já mostravam padrões adaptativos e econômicos distintos entre si (Roosevelt, 2002).

Após a ocupação inicial e o consequente processo, aparentemente rápido, de diferenciação e especialização que se seguiu, o continente sul-americano permaneceu, até certo ponto, isolado durante a maior parte de sua história. Mais exatamente, até o início da colonização europeia, no início do século XVI. Isso significa que, todos os processos de mudança ou de estabilidade ocorridos em diferentes partes do continente resultaram da ação de fatores puramente locais, definidos a partir de uma escala continental.

Trata-se de um quadro essencialmente diferente daquele vivenciado, por exemplo, nos continentes europeu e asiático, sobre os quais há evidências abundantes de que processos de expansão demográfica transcontinentais teriam sido os responsáveis pela introdução de inovações, tais como a agricultura, ou mesmo, o surgimento do Estado. O isolamento geográfico da América do Sul é ainda mais interessante quando se considera seu panorama de diversidade social, cultural, econômica e política na época do início da colonização europeia, quando seus fundadores consistiram em populações que descendiam de poucos grupos humanos.

É por isso que, para a arqueologia, é possível tratar a América do Sul como uma espécie de laboratório: o último continente a ser ocupado no planeta, por uma população fundadora pequena, mas que, ao cabo de alguns milênios, já exibia toda a diversidade social e política características da humanidade. Há ainda fortes controvérsias a respeito de pontos importantes relacionados à ocupação humana das Américas, tais como a idade e o total das primeiras migrações e os caminhos que elas trilharam (Dillehay, 2000; Dixon, 1999, 2001; Waguespack, 2007). Seja como for, há evidências incontestáveis da presença de seres humanos em território brasileiro a partir de doze mil anos calibrados antes da atualidade (Araujo e Neves, 2010; Kipnis, 1998; Prous e Fogaça, 1999; Roosevelt *et al.*, 1996).

Tal fato pode se relacionar a uma combinação de vieses de preservação e de baixa densidade populacional. A conservação de eventuais sítios arqueológicos anteriores ao UMG pode ser extremamente rara, tendo em vista os vários eventos de mudança climática abrupta que ocorreram desde então (Mayewski et al., 2004), propiciando, no continente, ciclos de erosão e sedimentação extremamente fortes (Thomas, 1994, 2008) e, no litoral, variações muito grandes do nível relativo do mar (Angulo et al., 2002; Suguio et al., 1985).

Por outro lado, mesmo que existente, a presença humana na porção interiorana da América do Sul durante o Pleistoceno final, teria sido, provavelmente, pouco expressiva e composta por grupos humanos de baixa densidade populacional que, não necessariamente foram portadores de tecnologias de confecção de pontas de projétiltornando sua detecção extremamente difícil.

Por conta desses fatores, é que a discussão a respeito das relações entre ocupações humanas e mudanças climáticas ocorre somente a partir da transição entre o Pleistoceno e o Holoceno.

4.7.2 A TRANSIÇÃO DO PLEISTOCENO PARA O HOLOCENO

Uma das feições mais impressionantes do registro arqueológico do leste da América do Sul é a variabilidade cultural existente já no início do Holoceno. A partir de doze mil anos calibrados antes do presente, ao menos três grandes tradições culturais já se tornaram perceptíveis em uma vasta área que se estende, desde o Nordeste brasileiro até o Rio Grande do Sul, formando um polígono de, no mínimo, 800 quilômetros no sentido Leste-Oeste e 2.300 quilômetros no sentido Norte-Sul. Elas são conhecidas como *Tradição Umbu, Tradição Itaparica* e, por falta de melhor definição, *indústria lítica lagoassantense*, representadas à Figura 4.8 neste capítulo.

Na região da Bacia Hidrográfica do Rio Amazonas, também se verificou um quadro de diversidade cultural, atestado pela presença de diferentes tipos de tecnologias na produção de artefatos líticos, incluindo indústrias de pontas bifaciais, em alguns casos, e de artefatos de face única sem pontas de projétil, em outros. Cada uma dessas tradições encerra em si, modos distintos e peculiares de manufaturar utensílios. Sua continuidade geográfica e relativa homogeneidade interna sugerem que grupos culturalmente diferenciados produziram seus artefatos.

Ao mesmo tempo, as idades contemporâneas constituem um paradoxo, uma vez que não se esperaria uma variabilidade cultural tão grande se a ocupação da América do Sul tivesse se dado pouco tempo antes da existência destas tradições culturais.

Sabe-se que a deriva cultural – entendida como a diferenciação de aspectos que decorrem de uma cultura ancestral, se relaciona ao tempo decorrido desde o evento de separação (Neiman, 1995). O registro arqueológico aponta, portanto, para uma cronologia longa para o povoamento da América do Sul. Já mesmo no início do Holoceno, seus grupos humanos exibiam grande diversidade em termos de produção de cultura.

Por outro lado, as taxas de inovação cultural são também fortemente correlacionadas ao tamanho da população envolvida nos mecanismos de transmissão de informação (Neiman, 1995; Shennan, 2001). Nesse aspecto, o registro arqueológico sugere, também, uma população numerosa.

Mas quais seriam as possíveis relações entre as observações empíricas de cunho arqueológico e as mudanças climáticas para esta faixa cronológica? O modelo mais plausível aponta para uma situação inicial de maior densidade populacional na zona costeira, onde a estabilidade em termos de clima e recursos alimentares é sempre maior do que nas continentais em igual latitude (Dixon, 1999).

Assim, a interiorização dessas populações se daria por um mecanismo duplo de pressão populacional e maior estabilidade climática. Sobre este último aspecto, os dados paleoambientais referentes ao início do Holoceno apontam para climas mais quentes e úmidos em amplas porções da América do Sul (Cruz et al., 2009), de modo a propiciar condições de assentamento em áreas que, apesar de conhecidas por essas populações antigas, não eram intensivamente ocupadas.

Por sua vez, a pressão populacional se daria tanto pelo crescimento vegetativo – i.e., a diferença entre as taxas de natalidade e de mortalidade – (Scheinsohn, 2003), acompanhando assim, o aumento da capacidade de carga do ambiente, como também, através da elevação rápida e constante do nível do mar desde o UMG (Souza et al., 2005).

Tais fatores explicariam a abrupta e contemporânea aparição das diferentes tradições arqueológicas no interior do Brasil.

4.7.3 A OCUPAÇÃO PALEOÍNDIA NO HOLOCENO INICIAL

Os grupos humanos que ocuparam esses ambientes continentais desde doze mil anos calibrados antes do presente são denominados, genericamente, de *paleoindios*. Estudos de antropologia biológica mostram que os crânios associados a essas populações antigas – donas de morfologias australo-melanésicas – são bastante diferentes dos crânios dos indígenas atuais, cuja morfologia é mongoloide. Isso sugere tratar-se de populações distintas e, portanto, de uma provável substituição populacional (Neves e Hubbe, 2005; Neves et al., 1998; Neves e Pucciarelli, 1990; Powell e Neves, 1999). Em que pese a falta de dados para a maior parte do Brasil, ao menos na região de Lagoa Santa, em Minas Gerais, os últimos remanescentes dessa população paleoíndia ocorreram por volta de oito mil anos calibrados antes do presente.

Dados a respeito desses grupos sugeriram estratégias de subsistência generalistas, de amplo espectro, com forte utilização de plantas e animais de pequeno porte (Jacobus, 2004; Kipnis, 2002; Rosa, 2004; Schmitz et al., 2004). Não parece haver qualquer correlação entre as diferentes tradições de lascamento e a obtenção de recursos alimentares (Araujo e Pugliese, 2009), uma vez que, em termos gerais, os animais caçados são os mesmos. Apesar da coexistência entre humanos e megafauna, não se encontraram evidências de que esta tenha sido consumida. Em linhas gerais, as estratégias de subsistência e as tradições culturais paleoíndias se mantiveram estáveis no período entre doze e oito mil anos calibrados antes do presente.



Figura 4.8. Localização geográfica das três principais tradições de pedra lascada do início do Holoceno: em amarelo, Tradição Itaparica; em azul, Indústria lagoassantense e, em cinza, Tradição Umbu

4.7.4 O HIATO DO ARCAICO NO HOLOCENO MÉDIO

O quadro de estabilidade dos paleoíndios parece chegar ao fim, a partir de oito mil anos calibrados antes do presente. Amplas áreas na porção centro-leste do Brasil foram aparentemente depopuladas, isto é, perderam população por conta de óbitos. Há aí, poucos sítios datando do período entre oito e dois mil anos calibrados antes do presente e um mínimo de ocupação humana ocorrendo por volta de cinco mil anos calibrados antes do atual. Tal evento, denominado de *Hiato do Arcaico* (Araujo et al., 2005), se repete em outras áreas, tanto do Brasil, como também da América do Sul (Araujo et al., 2006; Gil et al., 2005; Neves, 2007, Nuñez et al., 2001; Nuñez et al., 2002).

A explicação mais parcimoniosa para este fenômeno de abandono regional é o impacto que o mínimo de insolação de verão austral teve sobre as massas de ar e os regimes de precipitação. Isso teria feito com que amplas áreas do Brasil passassem a apresentar tendência a clima mais seco, enquanto que a Região Nordeste do Brasil teria se tornado mais chuvosa (Cruz *et al.*, 2009; Razik *et al.*, 2013; Servant e Servant-Vildary, 2003).

O deslocamento de populações humanas interioranas, de regiões climaticamente instáveis para outras mais estáveis, é uma forte possibilidade, ainda que requeira dados adicionais para ser possível corroborá-la.

É importante notar que, por volta de cinco mil anos calibrados antes do presente, o litoral brasileiro já estava densamente povoado por grupos humanos sambaquieiros (Ybert et al., 2003), com feições cranianas mongolóides e, portanto, distintos dos paleoíndios. Assim, podemos propor o Holoceno médio como um cenário no qual, a convergência de fatores climáticos, as densidades demográficas nunca antes alcançadas e o advento de uma nova onda migratória, propiciariam a reorganização de grupos humanos pré-históricos em territórios cada vez mais circunscritos – o que levaria, em muitos casos, a uma maior complexidade social (Iriarte, 2006).

4.7.5 A EXPLOSÃO DEMOGRÁFICA, SOCIAL E CULTURAL POSTERIOR AO HIATO

A partir do início do primeiro milênio, é notável um quadro de mudanças sociais e políticas, manifestadas em padrões claramente visíveis no registro arqueológico. Dentre eles, cabe destacar o estabelecimento de:

• sinais de modificações da natureza – ou seja, de criação de paisagens ou de alterações do meio ambiente causadas pela ação humana (Neves e Petersen, 2006);

• tradições cerâmicas distintas e localização geográfica relativamente bem definidas, passíveis, eventualmente, de estarem associadas a grupos linguísticos conhecidos etnográfica e historicamente e, ainda,

• de vida sedentária nas terras baixas ao longo da região da Bacia Hidrográfia do Rio Amazonas. Embora existam sinais anteriores de vida sedentária, estes se tornam muito mais claros, visíveis e ubíquos a partir dessa época. Esse padrão pode ser verificado nos lugares descritos abaixo.

• No Brasil central, onde, após onze milênios de ocupação se verificou, a partir do século VIII, uma mudança brusca nas formas de vida. Elas se tornaram muito mais sedentárias, iniciando inclusive a produção local de cerâmica e a ocupação de aldeias de formato circular (Wüst e Barreto, 1999).

• No litoral sul do Oceano Atlântico, grupos falantes de línguas da família tupi-guarani vindos do bioma Amazônia, ocuparam áreas anteriormente habitadas durante sete mil anos por grupos construtores de sambaquis – ou seja, de depósitos de conchas feitos pelo Homem (Scheel-Ybert *et al.*, 2008).

• Na ilha de Marajó, no litoral paraense, onde houve uma longa sequência de ocupações iniciadas há pelo menos cinco mil e quinhentos anos calibrados antes do presente, mas com sinais de crescimento demográfico e monumentalidade expandida de sítios a partir do início do primeiro milênio da era cristã (Schaan, 2007).

• Na região de Santarém, no Sul do Pará, onde a ocupação humana iniciada há onze mil anos calibrados antes do presente (Roosevelt et al., 1996) e a produção de cerâmicas, de oito a sete mil anos atrás (Roosevelt et al., 1991, 1996), foi sucedida por um hiato que, com algumas interrupções, se rompeu apenas no primeiro milênio a.C., através de ocupações associadas à Pocó, ocorrida às margens do Rio Trombetas, em Oriximiná, próximo à divisa do Estado do Pará com o do Amazonas (Guapindaia, 2008).

• Na área de confluência do Rio Negro com o Rio Solimões, próxima a Manaus, capital do Estado do Amazonas, os sítios mais antigos datam de oito mil e seiscentos anos calibrados antes do presente. Mas, foi apenas a partir do final do primeiro milênio a.C. que os sinais de ocupação humana ficaram mais claros e visíveis (Neves, 2008). Tal processo culminou, já no milênio seguinte, com a formação de solos férteis e antrópicos, conhecidos como terras pretas, associados a sítios arqueológicos de grandes dimensões (Neves *et al.*, 2003). Essas datas são compatíveis com outras, obtidas em locais distintos e espalhadas pela calha do Rio Amazonas e de seus afluentes – como foi o caso em Araracuara, no Rio Caquetá, na própria região de Santarém e no baixo Rio Amazonas. A hipótese favorecida por arqueólogos propõe que tais sítios se formaram como resultado do estabelecimento de ocupações sedentárias e de longa duração (Arroyo-Kalin, 2008; Neves *et al.*, 2003).

• No alto da Sub-bacia Hidrográfica do Rio Purus, estruturas de terra artificiais, com formato geométrico circular, quadrangular ou composto, conhecidas como geoglifos, têm sido identificadas. As datas obtidas até o momento para a construção dos geoglifos mostraram que essas estruturas artificiais começaram a ser construídas no início do primeiro milênio.

• No alto da Sub-bacia Hidrográfica do alto Rio Madeira há um registro que cobre praticamente todo o Holoceno. Mesmo ali, malgrado as evidências relativamente antigas de estabelecimento de vida sedentária, os sítios se tornaram maiores e mais densos a partir de 1000 a.C., e, novamente, nos primeiros séculos da era cristã.

A relativa rapidez, a aparente sincronia e a amplitude da escala geográfica dessas transformações podem ter resultado dos eventos de mudança climática, com a estabilização de condições semelhantes às atuais, ocorridas a partir do ano 1000 a.C..

4.8. MUDANÇAS CLIMÁTICAS DURANTE O ÚLTIMO MILÊNIO

4.8.1 INTRODUÇÃO

Quando comparado com outros períodos da história geológica da Terra, o último milênio – mais exatamente, entre o ano 1000 e o início do período industrial, no século XVIII – foi marcado por uma variabilidade relativamente baixa das principais forçantes climáticas, tais como os GEEs, a radiação solar no topo da atmosfera ou as erupções vulcânicas, e também por variações climáticas de relativa baixa amplitude.

O estudo detalhado desse aspecto ambiental durante o referido período permite, não só compreender a sensibilidade de seu sistema às alterações relativamente pequenas nas forçantes externas, como também, identificar a existência de seus ciclos naturais, de multidecenais a seculares, inadequadamente representados nos registros instrumentais. No entanto, o hemisfério sul apresenta uma quantidade extremamente reduzida de registros paleoclimáticos suportados por modelos de idades confiáveis e resolução temporal apropriada para o último milênio, como representado à Figura 4.9 deste capítulo.



Figura 4.9. Localização dos registros paleoclimáticos utilizados por Jansen *et al.* (2007) para reconstituir as temperaturas do planeta durante o último milênio (modificado de Jansen *et al.*, 2007). (a) Registros de valores disponíveis desde o ano 1000; (b) registros com valores disponíveis desde 1750. Termômetros vermelhos: registros instrumentais; triângulos marrons: anéis de crescimento de árvores; círculos pretos: poços profundos em rochas e sedimentos; estrelas azuis: testemunhos de gelo ou poços profundos em geleiras; quadrados roxos: outros, incluindo registros com baixa resolução temporal. Vale notar a pequena quantidade de registros sobre o hemisfério sul.

4.8.2 DISCUSSÃO

Apesar do número ainda bastante reduzido, os estudos paleo-hidrológicos realizados nos trópicos e subtrópicos da América do Sul (Haug et al., 2001; Baker et al., 2005; Reuter et al., 2009; Pessenda et al., 2010; Bird et al., 2011), abordando o último milênio, mostraram certa coerência nas alterações de precipitação durante a Pequena Idade do Gelo – aproximadamente entre os anos de 1400 e 1700 (Mann, 2009).

Para o extremo Norte da América do Sul, uma diminuição nas concentrações de titânio em sedimentos marinhos coletados na Bacía de Cariaco – a aproximadamente 10°N –, na Venezuela, sugeriu aumento na aridez neste setor do Atlântico tropical (Haug *et al.*, 2001; Peterson e Haug, 2006). Já os arquivos paleo-hidrológicos, coletados na porção continental ao Sul da Linha do equador, indicaram cenário oposto.

Assim, para o andino Lago Titicaca – ao redor de 15°S –, no Peru/Bolívia, os registros disponíveis indicaram aumento de precipitação (Baker *et al.*, 2005). Na vertente atlântica dos Andes, ao redor de 6°S, Reuter *et al.* (2009) demonstraram que, durante o período referido, a precipitação teria crescido aproximadamente 30% acima dos valores recentes.

Também foi descrito um incremento na precipitação durante o mesmo período por Bird *et al.* (2011), ao estudarem os sedimentos depositados em um lago localizado na porção oriental dos Andes do Peru – ao redor de 10°S. A hipótese aventada foi a de que tais alterações, observadas durante a Pequena Idade do Gelo, estariam associadas a uma intensidade maior do SMAS, possivelmente controlada pela diminuição da TSM do Atlântico Norte (Mann *et al.*, 2009; Reuter *et al.*, 2009; Bird *et al.*, 2011).

Neste cenário, menores TSMs, registradas no Atlântico Norte, poderiam estar associadas a uma diminuição da CRMA. Esta relação entre a intensidade da Célula e a do sistema monçônico da América do Sul já foi descrita em outras escalas temporais (Wang et al., 2007; Chiessi et al., 2009; Stríkis et al., 2011). Aparentou tratar-se de mecanismo capaz de atuar em escalas temporais distintas e em condições de contorno múltiplas.

Na costa leste do Oceano Pacífico, os estudos de registros sedimentares coletados na Zona de Mínimo Oxigênio (ZMO) da plataforma continental central do Peru e na costa norte do Chile revelaram mudanças consideráveis em termos de paleoceanografia regional durante o último milênio (Sifeddine et al., 2008; Valdés et al., 2008; Gutierrez et al., 2009). Durante a Pequena Idade do Gelo, a produtividade primária foi relativamente baixa nesta região e a abundância de pequenos peixes pelágicos foi marcantemente reduzida.

A partir de 1820, já no século XIX, houve revivificação da ZMO e aumento dos teores de matéria orgânica e dos cardumes de pequenos peixes pelágicos (Sifeddine *et al.*, 2008; Valdés *et al.*, 2008; Gutierrez *et al.*, 2009). Segundo os mesmos autores, uma elevação das TSMs, descrita para o Leste do Pacífico Tropical durante a Pequena Idade do Gelo (D'Arrigo *et al.*, 2005), poderia ter reduzido as condições de ressurgência nesta região e deslocado a ZCIT para o Sul, conforme simulado por Timmermann *et al.* (2007).

Dentre os raros estudos que utilizaram arquivos paleoambientais provenientes do Brasil ou do Oceano Atlântico adjacente, Souto *et al.* (2011) se basearam nas variações das associações de foraminíferos em um testemunho coletado na zona de ressurgência do Cabo Frio – ao redor de 23°S –, no Estado do Rio de Janeiro, para inferirem maior intensidade desse fenômeno durante a Pequena Idade do Gelo, associada, muito provavelmente, ao fortalecimento dos ventos de NE. Por outro Iado, Pessenda *et al.* (2008) demonstraram que, no arquipélago de Fernando de Noronha – 3°S –, em Pernambuco, a Pequena Idade do Gelo apresentou diminuição na precipitação, em consonância com os resultados obtidos na Bacía de Cariaco (Haug *et al.*, 2001).

Outro intervalo temporal do último milênio que apresentou alterações climáticas com duração de centenas de anos foi a Anomalia Climática Medieval (ACM), ocorrida aproximadamente entre os anos de 950 e 1250 (Mann et al., 2009). Entretanto, no Brasil, ela se encontra representada até agora, de forma ainda mais fragmentada e esparsa em relação à Pequena Idade do Gelo e, por este motivo, não será tratada neste subcapítulo.

Séries temporais, provenientes da análise de anéis de crescimento de árvores da Região Sul do Brasil, apresentaram variações cíclicas com períodos de aproximadamente dois, sete, onze, 22 e 80 anos, entre outros (Rigozo et al., 2002, 2004; Prestes et al., 2011). São escalas de tempo associadas ao modo de variabilidade climática *El Niño*-Oscilação Sul para dois a sete anos (os anéis mais espessos estariam associados ao fenômeno *El Niño* com incidência maior de chuvas na Região Sul do País); aos ciclos de atividade solar Schwabe para onze anos; enquanto que para 22 anos, se relacionariam a uma atividade solar mais intensa – denominada *Hale* – e para 80 anos, á *Gleissberg* (Rigozo et al., 2008; Prestes et al., 2011). Os registros mais longos atingiram, aproximadamente, 350 anos e foram elaborados com amostras da espécie Araucaria angustifolia (Prestes et al., 2011).

Apesar de virtualmente ausentes para o Brasil, reconstituições climáticas baseadas em registros históricos já foram desenvolvidas com marcante êxito em outros países da América do Sul (Ortlieb e Macharé, 1993; Ortlieb, 2000; Neukom et al., 2009, 2010). Estes estudos, que na América do Sul

usualmente abordaram os últimos cinco séculos, costumaram apresentar alta resolução temporal e têm grande potencial de desenvolvimento no Brasil.

4.8.3 CONSIDERAÇÕES FINAIS

As informações paleoclimáticas a respeito do último milênio no Brasil são extremamente fragmentadas e esparsas. Apesar disto, pode-se inferir que a Pequena Idade do Gelo foi caracterizada por diminuição da precipitação sobre o extremo Norte da América do Sul e elevação da precipitação incidente sobre o restante das porções tropicais e subtropicais de baixa altitude do continente sul-americano, incluindo a vertente Atlântica dos Andes. A associação destas anomalias de precipitação com as de TSM na porção norte do Oceano Atlântico e com a intensidade da CRMA foi sugerida.

Para preencher as lacunas existentes e melhorar nosso entendimento a respeito das variações climáticas naturais multidecenais e seculares, se faz urgente buscar, coletar, analisar e interpretar novos arquivos paleoambientais, que tenham registrado as condições climáticas do último milênio em alta resolução temporal.

4.9. COMPARAÇÕES ENTRE RECONSTITUIÇÕES PALEOCLIMÁTICAS E DADOS DE MODELOS CLIMÁTICOS

4.9.1 INTRODUÇÃO

Um dos objetivos que motivou a investigação paleoclimatológica foi a necessidade de se determinar a variação do sistema climático através de uma longa escala contínua de tempo. O clima varia em virtualmente todas as escalas – desde as mais curtas compostas por poucos dias, até as mais longas, de centenas de milhões de anos. Compreender tal variabilidade através de diversas bandas de frequência é preciso para que se possa antecipar a dinâmica do sistema climático no futuro.

O objetivo principal em se modelar o paleoclima é o de se investigar os padrões, processos e causas das mudanças climáticas e ambientais ocorridas no passado. A validação de modelos climáticos com base em sua capacidade de reproduzir coerentemente situações do paleoclimáticas é fundamental para se demonstrar sua competência de simular, de forma robusta, mudanças climáticas futuras. A modelagem paleoclimática se baseia no estudo de modelos climáticos numéricos com forçantes ajustadas para períodos pretéritos da história geológica da Terra. Os valores das mesmas são calculados ou reconstituídos por meio de indicadores das propriedades físicas, biológicas e geoquímicas dos registros relativos ao paleoclima.

O estudo de feições do sistema climático do passado, através de modelos numéricos, em conjunto com reconstituições do paleoclima baseadas em indicadores físicos, biológicos e geoquímicos é importante para demonstrar a capacidade de representação de tais ferramentas computacionais. A curta duração dos registros dos dados oceanográficos e climáticos instrumentais – da ordem de aproximadamente 100 anos para a América do Sul – é insuficiente para se observar e estudar variações do clima em mais do que algumas décadas. Resulta daí que, a obtenção de longas séries temporais, através da modelagem numérica, possibilita compreender a variabilidade climática. Elas são fundamentais, também, para o entendimento e a avaliação do comportamento do Sistema Terra diante de mudanças naturais e/ ou forçadas.

Outra motivação importante para se simular condições climáticas passadas é que estes experimentos oferecem a rara oportunidade de se estudar a relevância das retroalimentações entre os diversos componentes do sistema climático. A quantidade relativamente pequena de registros paleoclimáticos da América do Sul dificulta a avaliação precisa de climas passados (COHMAP Members, 1988; Kohfeld e Harrison, 2000).

Identificam-se adicionalmente na literatura, interpretações climáticas relativamente distintas para um mesmo período e região. O UMG é um bom exemplo. Registros lacustres entre o equador e 25°S mostram uma lacuna na sedimentação – inclusive com ausência de deposição de matéria orgânica –, sugerindo assim, condições secas ao longo dessa fase do Holoceno (Ledru *et al.*, 1998; Mourguiart e Ledru, 2003). Por outro lado, um aumento da precipitação de inverno foi reconstituído para o Sul da Bolívia (Sylvestre *et al.*, 1998). Além disso, dados isotópicos de espeleotemas do Sul do Brasil (Cruz *et al.*, 2005) também apontaram para climas relativamente úmidos nessa mesma época e banda latitudinal. Entre 25 e 40°S a Leste dos Andes, os níveis dos lagos já foram mais elevados do que são hoje (Bradbury *et al.*, 2001), enquanto que em 50°S, as condições climáticas já se apresentaram mais secas (Clapperton, 1993; Markgraf, 1993).

Comparações entre reconstituições paleoclimáticas e saídas de modelos numéricos em certos casos podem ser problemáticas. Clauzet et al. (2008) demonstraram que, a TSM simulada para o último máximo glacial com base no modelo Community Climate System Model (CCSM), não é coerente com os dados de reconstituição paleoclimática obtidos para as porções leste, equatorial e de altas latitudes do Atlântico Sul.

Também com base em modelos numéricos, Lee et al. (2009) atribuíram maiores índices de precipitação no Nordeste do Brasil durante o UMG, quando comparado às condições atuais. A influência da TSM tropical durante o Holoceno médio é explorada por Jorgetti et al. (2006), com base no modelo do Institut Pierre Simon Laplace des Sciences de L'Environnement (IPSL). Os autores sugeriram que, o controle exercido pelo ENOS na precipitação na América do Sul, era menos frequente nesse período em comparação com o clima atual e que, a distribuição espacial da sua influência é consideravelmente diferente em ambas essas épocas.

Utilizando o modelo atmosférico global do CPTEC, Melo e Marengo (2008) apontaram para condições mais úmidas na porção nordeste da América do Sul e, mais secas, tanto na zona central quanto na sudeste, ao longo do Holoceno médio, quando comparado com o tardio. Dias et al. (2009) apresentaram situação similar na mesma comparação temporal, demonstrando que a migração, na posição média de feições, como é o caso da ZCIT e da ZCAS, é influenciada pelo tipo de feedback da vegetação.



Figura 4.10. Distribuição de reconstituições paleoclimáticas (círculo laranja: seco; círculo azul: úmido) e histogramas simulados de precipitação normalizados pelo desvio padrão, mostrando as anomalias entre o Último Máximo Glacial e o período atual. As barras em azul e em laranja dos histogramas denotam o verão e o inverno austral, respectivamente. Extraído de Wainer *et al.* (2005).

4.9.2 METODOLOGIA

Embora modelos numéricos climáticos com as mais complexas e distintas hierarquias tenham sido utilizados para simular e buscar entender o clima do UMG e do Holoceno médio, as comparações sintetizadas neste trabalho tiveram como base resultados do modelo National Center for Atmospheric Research (NCAR-CCSM).

Na simulação do UMG, definimos as quatro principais condições de contorno da seguinte forma: (i) parâmetros orbitais fixados para os correspondentes vigentes em 21 cal. ka AP;

(ii) albedo e topografia terrestres fixados conforme o modelo de Peltier (1994) para processos globais de ajuste isostático glacial, denominado ICE-4G;

(iii) nivel do mar corrigido de acordo com o modelo ICE-4G (Peltier, 1994); e

(iv) concentrações dos GEEs ajustadas com base em estimativas do testemunho de gelo de Vostok (e.g., Petit *et al.*, 1999). Especificamente, estas concentrações foram levadas para 200 partes por milhão por volume (ppmv) de CO₂, 400 partes por bilhão por volume (ppbv) para CH₄ e 275 ppbv de N₂O.

A simulação do Holocêno médio é configurada de acordo com os requisitos do Paleoclimate Modelling Intercomparison Project 2 (PMIP2). Decorrem da configuração orbital a maior diferença entre os exercícios feitos para tal período e aqueles realizados para o período atual.

O ajuste nos parâmetros das órbitas leva a um ciclo sazonal de radiação solar mais intenso na parte superior da atmosfera no hemisfério norte e, a sua diminuição, no hemisfério sul (Braconnot et al., 2007). Isto pode indicar que o clima durante o Holoceno médio nesse hemisfério pode ter sido ligeiramente mais quente do que é hoje na estação do verão e, mais frio, durante o inverno (Otto-Bliesner et al., 2006).



Figura 4.11. Anomalia do campo de umidade relativa entre o Último Máximo Glacial e o período atual de dezembro a fevereiro (esquerda) e de junho a agosto (direita). Siglas utilizadas na figura: CTR – saída de controle do modelo para o Holoceno tardio; UMG: saída do modelo para o Último Máximo Glacial. Modificado de Justino *et al.* (2010).

4.9.3 RESULTADOS

A seguir, são apresentadas algumas comparações entre os resultados propostos por Wainer et al. (2005) e Justino et al. (2008) para o clima do UMG e do Holoceno médio para a América do Sul, brevemente confrontadas com reconstituições climáticas baseadas em indicadores físicos, biológicos e geoquímicos. A Figura 4.10 mostra uma seleção de reconstituições de precipitação para o UMG e diferenças de precipitação entre as simulações correspondentes ao mesmo período e aos dias atuais (Wainer et al., 2005). A maior parte dos registros paleoclimáticos selecionados mostram condições mais áridas – círculos laranja – no período. Algumas regiões, todavia, apresentam condições mais úmidas – círculos azuis. Os círculos com ambas as cores indicam diferenças nas interpretações dos dados de reconstituições paleoclimáticas.

Para cada registro, há também um histograma, o ciclo sazonal da precipitação simulada. Os valores foram normalizados por seu desvio-padrão. As melhores correspondências entre os dois conjuntos de dados foram notadas nos pontos de números 11, 13, 14 e 15, indicando condições mais secas para o UMG em relação ao presente, e nos sítios três, quatro, sete e doze, exibindo situações mais úmidas durante esse mesmo período.

A Figura 4.11. representa o campo das anomalias de umidade relativa entre o UMG e o período atual, a partir das simulações avaliadas por Justino *et al.* (2010). Com base neste estudo, tornou-se claro que existem substanciais variações sazonalmente dependentes. Por exemplo, durante o verão no hemisfério sul, o continente sul-americano apresenta condições mais secas, à exceção do Sul da Argentina e do Chile. Isto está de acordo com o proposto em algumas reconstituições paleoclimáticas, conforme a Figura 4.10., publicada neste capítulo.

Estas anomalias de umidade relativa concordaram também, com a intensidade de paleoincêndios, detectada a partir de estudos paleoantracológicos (Power *et al.*, 2008). Para a porção sul da América do Sul, algumas reconstituições indicaram que os paleoincêncios foram, aí, menos intensos – ou seja, um clima mais úmido – durante o período glacial e a última deglaciação. Em contraste, as latitudes tropicais da América do Sul exibiram paleoincêndios mais severos – um clima mais seco, portanto – quando comparados com aqueles registrados no presente, isto é, durante a era pré-industrial.

Deve-se notar que, embora os resultados do modelo tenham mostrado anomalias positivas de umidade relativa durante o inverno no hemisfério sul – conforme representado à Figura 4.11, neste capítulo –, estes valores são, de modo geral, extremamente baixos, pois este é o período de estiagem para a maior parte da América do Sul. No que concerne ao ciclo hidrológico, isto pode indicar que as variações acusadas nas reconstituições estão fortemente relacionadas a mudanças ocorridas no verão austral.



Figura 4.12. Anomalia de temperatura média anual entre as simulações para o Último Máximo Glacial e o tempo atual (direita) e anomalia de temperatura do mês mais frio entre ambas (esquerda). Figura baseada em Farrera *et al.* (1998) e Kerry Cook (*http://www.nicholas.duke.edu/cgc/ groups/presentation/*). K: graus na escala Kelvin. A Figura 4.12. representa as anomalias de temperatura média anual entre as simulações para o UMG e o período atual, bem como para esta e a do mês mais frio – e.g., Farrera *et al.*,1999). Pode-se observar uma razoável concordância entre os dois conjuntos de dados, principalmente no que concerne à média anual. Os valores na região equatorial mostram anomalias de temperatura entre 4 e 6°K – graus da escala Kelvin –, enquanto que entre 10 e 25°S elas se revelaram em patamares inferiores.

4.9.4 CONCLUSÕES

Registros paleoclimáticos fornecem diretrizes que servem para avaliar modelos numéricos do sistema climático, assim como são ferramentas úteis, capazes de sugerir novos modelos, conceituais, para se explicar as variações do clima. Estudos baseados em versões numéricas dessa mesma ferramenta dedicada ao sistema climático mostraram que a América do Sul foi genericamente dominada por condições mais frias e secas durante o UMG, embora substanciais variações tenham sido notadas regionalmente e como efeito da sazonalidade.

Neste cenário, as mudanças mais intensas ocorreram durante o verão austral. Outras investigações, ainda em curso, visam caracterizar em detalhe a evolução climática do bioma Mata Atlântica durante o Holoceno, com o auxílio de modelos numéricos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Cavallotto, J. L. et al., 2004: Sea-level fluctuation during the last 8600 yrs. in the de la Plata River. Quaternary International, 111, 155-165.

Sousa, S.H.M. *et al.*, 2006. Mid-lower bathyal benthic foraminifera of the Campos Basin, Southeastern Brazilian margin: Biotopes and controlling ecological factors. Marine Micropaleontology (Impact Factor: 1.93). 01/2006; 61:40-57. DOI:10.1016/j.marmicro.2006.05.003

Sarmiento, J.L., *et al.*, 2004. There is a Corrigendum (24 November 2011) associated with this document. High-latitude controls of thermocline nutrients and low latitude biological productivity. Nature 427, 56-60 (1 January 2004) | doi:10.1038/nature02127; Received 11 May 2003; Accepted 8 October 2003

Absy, M.L. et al., 1991: Mise en évidence de quatre phases d'ouverture de la forêt dense dans le sud-est de l'Amazonie au cours des 60 000 dernières années. Première comparaison avec d'autres régions tropicales. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences 312, pp. 673-678.

Adam, J. e H. Faure, 1997: Palaeovegetation maps of the Earth during the last glacial maximum, and the early and mid Holocene: an aid to archaeological research. Journal of Archaeological Science 24, pp. 623-647.

Andel, T.H. e J. Laborel, 1964: Recent high relative sea level stand near Recife, Brazil. Science 145, pp. 571-580.

Andreae, M.O., 1991: Biomass burning: its history, use, and distribution and its impact. In: Global Biomass Burning: Atmospheric, Climatic, and Biospheric Implications [J.S. Levine (Ed.)]. Cambridge, MA, MIT Press. pp. 1-21

Attiwill, P.M., 1994. The disturbance of forest ecosystems: the ecological basis for conservative management. Forest Ecology and Management 63: pp. 247-300.

Angulo, R. et al., 2002: O significados das datações ao 14C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras quaternárias do litoral paranaense. Revista Brasileira de Geociências 32: pp. 95-106.

Angulo, R.J. *et al.*, 1999: The relative sea-level changes in the last 5,500 years in Southern Brazil (Laguna--Imbituba Region, Santa Catarina State) Based on vermetid 14C Ages. Marine Geology 159, pp. 323-339.

Angulo, R.J. e G.C. Lessa, 1997: The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá•and Cananéia regions. Marine Geology 140, pp. 141-166.

Angulo, R.J. *et al.*, 2006: A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. Quaternary Science Reviews 25, pp. 486-506.

Angulo, R.J. e K. Suguiu, 1995: Re-evaluation of the Holocene sea-level maxima for the State of Paran•, Brazil. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 113, pp. 385-393.

Antonov, J.I. et al., 2010: World Ocean Atlas 2009, Volume 2: Salinity. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 69, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.

Araujo, A.G.M. *et al.*, 2005: Holocene dryness and human occupation in Brazil during the "Archaic Gap". Quaternary Research 64, pp. 298-307.

Araujo, A.G.M. et al., 2006: Human occupation and paleoenvironments in South America: expanding the notion of an 'Archaic Gap'. Revista do Museu de Arqueologia e Etnologia. v. 15/16, 3-35.

Araujo, A.G.M. e F. Pugliese, 2009: The use of non-flint raw materials by paleoindians in Eastern South America: a Brazilian perspective. In: Non-Flint Raw Material Use in Prehistory: Old prejudices and new directions [Sternke, F., L. Eigeland e L-J. Costa (Eds)]. BAR Series 1939, Oxbow: Oxford, pp. 169-175.

Araujo, A.G.M. e W.A. Neves (Orgs.), 2010: Lapa das Boleiras - Um sítio paleoíndio do Carste de Lagoa Santa, MG, Brasil. 1a ed. São Paulo, SP: Editora Annablume / FAPESP, 2010. 219 p.

Arroyo-Kalin, M., 2008: Steps towards an Ecology of Landscape: A Geoarchaeological Approach to the Study of Anthropogenic Dark Earths in the Central Amazon Region, Brazil. Tese de Doutorado. Department of Archaeology, University of Cambridge, Cambridge.

Arz, H.W. et al., 2001: Millennial-scale changes of surface- and deep-water flow in the western tropical Atlantic linked to Northern Hemisphere high-latitude climate during the Holocene. Geology, 29, 239-242.

Arz, H.W. et al., 1998. Correlated millennial-scale changes in surface hydrography and terrigenous sediment yield inferred from Last-Glacial marine deposits off Northeastern Brazil. Quaternary Research, 50, 157-166.

Arz, H.W. et al., 1999: The deglacial history of the western tropical Atlantic as inferred from high resolution stable isotope records off Northeastern Brazil. Earth and Planetary Science Letters, 167, 105-117.

Baker, P.A. et al., 2001a: The history of South American tropical precipitation for the past 25,000 years. Science, 291, 640-643.

Baker, P.A. *et al.*, 2005: Holocene hydrologic variation at Lake Titicaca, Peru/Bolivia, and its relation to North Atlantic climate variation. Journal of Quaternary Science, 20, 655-662.

Baker, P.A. et al., 2001b: Tropical climate changes at millennial and orbital timescales on the Bolivian Altiplano. Nature, 409, 698-701.

Bard, E. *et al.*, 2000: Hydrological impact of Heinrich events in the subtropical Northeast Atlantic. Science, 289, 1321-1324.

Barker, S. et al., 2009: Interhemispheric Atlantic seesaw response during the last deglaciation. Nature, 457, 1097-1102.

Bar-Yosef, O., 2002: The upper Paleolithic revolution. Annual Review of Antropology, 31, 363-393.

Baumann, K.-H. *et al.*, 2004: Contribution of calcareous plankton groups to the carbonate budget of South Atlantic surface sediments. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., Mulitza, S., Ratmeyer, V. (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 81-99.

Behling, H. et al., 2000: Late quaternary vegetational and climate dynamics in Northeastern Brazil, inferences from marine core GeoB3104-1. Quaternary Science Reviews, 19, 981-994.

Bezerra, F.H.R. *et al.*, 2003: Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. Marine Geology, 196, 73-89.

Bird, B.W. et al., 2011: A 2,300-year-long annually resolved record of the South American summer monsoon from the Peruvian Andes. Proceedings of the National Academy of Sciences, 108, 8583-8588.

Bittencourt, A.C.S.P. *et al.*, 1979: Geologia dos depósitos quaternários no litoral do estado da Bahia. In: Inda, H. (Ed.). Salvador: SME/CPM, pp. 1-21.

Blunier, T. e E.J. Brook, 2001: Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. Science, 291, 109-112.

Bond, G. et al., 1997: A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. Science, 278, 1257-1266.

Bond, G.C. et al., 1993: Correlation between climate records from North Atlantic sediments and Greenland ice. Nature, 365, 143-147.

Boulet, R. et al., 1995: Une évaluation de la vitesse de l'accumulation superficielle de matière par la faune du sol à partir de la datation des charbons et de l'humine du sol. Exemple des latosols des versants du lac Campestre, Salitre, Minas Gerais, Brésil. Compte Rendus de l'Academie des Sciences. Serie 2 320, 287-294.

Braconnot P. et al., 2007: Results of PMIP2 coupled simulations of the mid-Holocene and last glacial maximum - Part 2: feedbacks with emphasis on the location of the ITCZ and mid- and high latitudes heat budget. Climate of the Past, 3(2), 279-296.

Bradbury, J. P. *et al.*, 2001: Full and late glacial lake records along the PEP 1 transect: Their role in developing interhemispheric paleoclimate interactions. In Interhemispheric Climate Linkages [V. Markgraf (Ed.)], New York, NY: Elsevier, pp. 265-291.

Branner, J.C., 1902: Geology of the Northeast coast of Brazil. Geological Society of America Bulletin, 13, 41-98.

Breukelen, M.R. *et al.*, 2008: Fossil dripwater in stalagmites reveals Holocene temperature and rainfall variation in Amazonia. Earth and Planetary Science Letters, 275, 54-60.

Broecker, W.S., 1997: Thermohaline circulation, the achilles heel of our climate system: Will man-made CO2upset the current balance? Science, 278, 1582-1588.

Broecker, W.S., 1998: Paleocean circulation during the last deglaciation: A bipolar seesaw? Paleoceanography, 13, 119-121.

Broecker, W.S., 2003: Does the trigger for abrupt climate change reside in the ocean or in the atmosphere? Science, 300, 1519-1522.

Bush, Mark B. et al., 2007: Holocene fire and occupation in Amazonia: records from two lake districts. Phil. Trans. R. Soc. B (2007), 362, 209-218.

Came, R.E. *et al.*, 2003: Atlantic Ocean circulation during the Younger Dryas: insights from a new Cd/Ca record from the western subtropical South Atlantic, Paleoceanography 18, 1086, doi:10.1029/2003PA000888.

Carcaillet, C. *et al.*, 2002: Holocene biomass burning and global dynamics of the carbon cycle. Chemosphere, 49, 845-863.

Cavallotto, J. L. *et al.*, 2004: Sea-level fluctuation during the last 8600 yrs. in the de la Plata River. Quaternary International, 111, 155-165.

Carlson, A.E. *et al.*, 2008: Subtropical Atlantic salinity variability and Atlantic meridional circulation during the last deglaciation. Geology, 36, 991-994.

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

Chiang, J.C.H. *et al.*, 2003: Sensitivity of the Atlantic intertropical convergence zone to last glacial maximum boundary conditions. Paleoceanography 18, 1094, doi:10.1029/2003PA000916.

Chiang, J.C.H. e C.M. Bitz, 2005: Influence of high latitude ice cover on the marine Intertropical Convergence Zone. Climate Dynamics, 25, 477-496

Chiessi, C.M. et al., 2007: Signature of the Brazil-Malvinas Confluence (Argentine Basin) in the isotopic composition of planktonic foraminifera from surface sediments. Marine Micropaleontology, 64, 52-66.

Chiessi, C.M. et al., 2008: South Atlantic interocean exchange as the trigger for the Bølling warm event. Geology, 36, 919-922.

Chiessi, C.M. et al., 2009: Possible impact of the Atlantic Multidecadal Oscillation on the South American summer monsoon, Geophysical Research Letters 36(L21707), doi:10.1029/2009GL039914.

Clapperton, C.M., 1993: Quaternary Geology and Geomorphology of South America, New York, NY: Elsevier, 796pp.

Clark, P.U. et al., 2002: The role of the thermohaline circulation in abrupt climate change. Nature, 415, 863-869.

Clark, P.U. *et al.*, 2008: Introduction: Abrupt changes in the Earth's climate system. In: Abrupt Climate Change. A Report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. U.S. Geological Survey, Reston, VA, pp. 9-27.

Clauzet, G. et al., 2008: Validating NCAR-CCSM last glacial maximum sea surface temperature in the tropical and South Atlantic with proxy-data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 267, 153-160.

Clement, A.C. *et al.*, 2004: The importance of precessional signals in the tropical climate. Climate Dynamics, 22, 327-341.

Cohen, M. et al., 2009: Impact of sea-level and climatic changes on the Amazon coastal wetlands during the late Holocene. Vegetation History and Archaeobotany, 18, 425-439.

Cohen, M.C.L., H. Behling e R.J. Lara, 2005: Amazonian mangrove dynamics during the last millennium: The relative sea-level and the Little Ice Age. Review of Palaeobotany and Palynology, 136, 93-108.

Cohen, M.C.L. et al., 2008: Wetland dynamics of Marajó Island, Northern Brazil, during the last 1000 years. CATENA, 76, 70-77.

Cohmap Members, 1988: Climatic changes of the last 18,000 years: observations and model simulations. Science, 241, 1043-1052.

Cordeiro, R.C. et al., 1995: Mudanças paleoambientais e ocorrência de incêndios nos últimos 7.400 anos na região de Carajás, Pará. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal Fluminense, Niterói, RJ.

CORDEIRO, R. C. *et al.*, 1997: Holocene Environmental Changes in Carajás Region (Pará, Brasil) record by Lacustrine Deposits. . Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology, Sttudgart, v. 26, p. 814-817, 1997

Cordeiro, R.C. et al., 2008: Holocene fires in east Amazônia (Carajás), new evidences, chronology and relation with paleoclimate. Global and Planetary Change, 61, 49-62.

Correa, I.C.S., 1996: Relative sea-level variations during the last 17,500 years: the example of the Rio Grande do Sul continental shelf (Brazil). Marine Geology, 130, 163-178.

Crowley, T.J., 1992: North Atlantic deep water cools the Southern Hemisphere. Paleoceanography, 7, 489-499.

Cruz, F.W. et al., 2005: Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. Nature, 434, 63.

Cruz, F.W. *et al.*, 2006: Reconstruction of regional atmosphere circulation features during the late Pleistocene in subtropical Brazil from oxygen isotope composition of speleothems. Earth and Planetary Science Letters, 248, 494-506.

Cruz, F.W. et al., 2009a: Orbitally driven east-west antiphasing of South American precipitation. Nature Geoscience, 2, 210-214.

Cruz, F.W. *et al.*, 2009b: Orbital and millennial-scale precipitation changes in Brazil from speleothem records. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions [Vimeux, F. *et al.* (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 29-60.

Curry, W.B. e D.W. Oppo, 2005: Glacial water mass geometry and the distribution of []13C of []CO2 in the western Atlantic Ocean. Paleoceanography 20(PA1017), doi:10.1029/2004PA001021.

D'Arrigo, R. et al., 2005: On the variability of ENSO over the past six centuries. Geophys. Res. Lett., 32(L03711), doi:10.1029/2004GL022055.

Dansgaard, W. et al., 1993: Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, 364, 218-220.

Delibrias, C. e J. Laborel, 1969: Recent variations of sea-level along the Brazilian coast. Quaternaria, 14, 45-49.

Dias, P.L.S. e J.A. Marengo, 1999: Águas atmosféricas. In: Águas doces do Brasil: capital ecológico, usos e conservação [Rebouças, A., Braga, B. e Tundizi, J. (Orgs.)]. São Paulo: SP, Instituto de Estudos Avançados da USP e Academia Brasileira de Ciências, pp. 66-115.

Dias, P.L.S. *et al.*, 2009: Mid-Holocene climate of tropical South America: a model-data approach. In: Past Climate Variability in South America and Surrounding Regions [Vimeux, F., Sylvestre, F. e Khodri, M. (Eds.). Berlin, Springer, pp. 259-281.

Dillehay, T., 2000: The Settlement of the Americas - A New Prehistory. New York, NY: Basic Books, , 371pp.

Dixon, E.J., 1999: Bones, Boats and Bison - Archaeology and the First Colonization of Western North America. Albuquerque, NM: University of New Mexico Press, 322 pp.

Dixon, E.J., 2001: Human colonization of the Americas: timing, technology and process. Quaternary Science Reviews, 20, 277-299.

Dominguez, J.M.L., A.C.S.P Bittencourt, Z.M.A.N. Leão e A.E.G. Azevedo, 1990: Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. Revista Brasileira de Geociências, 20, 208-215.

Doyle, M.E. e V.R. Barros, 2002: Midsummer low-level circulation and precipitation in subtropical South America and related sea surface temperature anomalies in the South Atlantic. Journal of Climate, 15, 3394-3410.

Dupont, L.M. et al., 2009: Two-step vegetation response to enhanced precipitation in Northeast Brazil during Heinrich event 1. Global Change Biology, 16, 1647-1660.

Epica, 2006: One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. Nature, 444, 195-198.

Farrera, I. *et al.*, 1999: Tropical climates at the last glacial maximum: a new synthesis of terrestrial palaeoclimate data. Climate Dynamics, 15, 823-856.

Fearnside, P.M., 1996: Amazônia and global warming: annual balance of greenhouse gas emissions from land-use change in Brazil's Amazon Region. In: Biomass Burning and Global Change, vol.2, Biomass burning South America, Southeast Asia, and Temperate and Boreal Ecosystems and Oil Fires of Kwait [Levine, J.S. (Ed.)]. Cambridge, MA, MIT Press, pp. 606-617.

Ferreira, R.N. e W. Chao, 2012: Aqua-planet simulations of the formation of the South Atlantic Convergence Zone. International Journal of Climatology, 33, 615-628.

Frenz, M. et al., 2004: Surface sediment bulk geochemistry and grain-size composition related to the oceanic circulation along the South American continental margin in the Southwest Atlantic. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., S. Mulitza e V. Ratmeyer (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 347-373.

Ganachaud, A. e C. Wunsch, 2000: Improved estimates of global ocean circulation, heat transport and mixing from hydrographic data. Nature, 408, 453-457.

Gasse, F., 2000: Hydrological changes in the African tropics since the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews, Volume 19, Issues 1-5, 189-211.

Gersonde, R. et al., 2005: Sea surface temperature and sea ice distribution of the last glacial Southern Ocean - A circum-Antarctic view based on siliceous microfossil records. Quaternary Science Reviews, 24, 869-896.

Gherardi, D.F.M. e D.W.J. Bosence, 2005: Late Holocene reef growth and relative sea-level changes in Atol das Rocas, equatorial South Atlantic. Coral Reefs, 24, 264-272.

Gherardi, J.-M. *et al.*, 2005: Evidence from the Northeastern Atlantic basin for variability in the rate of the meridional overturning circulation through the last deglaciation. Earth and Planetary Science Letters, 240, 710-723.

Gherardi, J.-M. et al., 2009: Glacial-interglacial circulation changes inferred from 231Pa/230Th sedimentary record in the North Atlantic region. Paleoceanography, 24, PA2204, doi:10.1029/2008PA001696.

Gil, A. *et al.*, 2005: Mid-Holocene paleoenvironments and the archeological record of Southern Mendoza, Argentina. Quaternary International, 132, 81-94.

Goñi, M.F.S. e S.P. Harrison, 2010: Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. Quaternary Science Reviews, 29, 2823-2827.

Gonzalez, C. et al., 2008: Neotropical vegetation response to rapid climate changes during the last glacial period: palynological evidence from the Cariaco Basin. Quaternary Research, 69, 217-230.

Gouveia, S.E.M. et al., 2002: Carbon isotopes in charcoal and soils in studies of paleovegetation and climate changes during the late Pleistocene and the Holocene in the Southeast and Centerwest regions of Brazil. Global and Planetary Change, 33, 95-106.

Govin, A. et al., 2012: Distribution of major elements in Atlantic surface sediments (36°N-49°S): Imprint of terrigenous input and continental weathering. Geochemistry Geophysics Geosystems, 13(Q01013), doi:10.1029/2011GC003785

Groeneveld, J. e C.M. Chiessi, 2011: Mg/Ca ratios of Globorotalia inflata as a recorder of permanent thermocline temperatures in the South Atlantic. Paleoceanography 26(PA2203), doi:10.1029/2010PA001940.

Guapindaia, V.L.C., 2008: Além da margem do rio: as ocupações Konduri e Pocó na região de Porto Trombetas, PA. Tese de Doutoramento. Programa de Pós-Graduação em Arqueologia, Museu de Arqueologia e Etnologia, Universidade de São Paulo.

Gutierrez, D. et al., 2009: Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. Biogeosciences, 6, 835-848.

Gyllencreutz, R. et al., 2010: Mid- to late-Holocene paleoceanographic changes on the Southeastern Brazilian shelf based on grain size records. The Holocene, 20, 863-875.

Harloff, J. e A. Mackensen, 1997: Recent benthic foraminiferal associations and and ecology of the Scotia Sea and Argentine Basin. Marine Micropaleontology, 31, 1-29.

Harrison, S.P. et al., 2007: Palaeofires and the Earth system. iLEAPS Newsletter, 3, 18-20.

Hartt, C.F., 1975: Geology and Physical Geography of Brazil. Huntington, FL: Robert E. Krieger Publishing Company.

Haug, G.H. *et al.*, 2001: Southward migration of the intertropical convergence zone through the Holocene. Science, 293, 1304-1308.

Hendry, K.R. *et al.*, 2012: Abrupt changes in high-latitude nutrient supply to the Atlantic during the last glacial cycle. Geology, 40, 123-126.

Hessler, I. et al., 2010: Millennial-scale changes in vegetation records from tropical Africa and South America during the last glacial. Quaternary Science Reviews, 29, 2882-2899.

Houghton, R.A., D.L. Skole e D.S. Lefkowitz, 1991: Changes in landscape of Latin America between 1850 and 1980. II. A net release of CO2 to the atmosphere. Forest Ecology and Management, 38, 173 -199.

Huber, U.M. et al., 2004: Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America. Quaternary Science Reviews, 23, 1079-1097.

Indermühle A. et al., 1999: Holocene carbon-cycle dynamics based on CO2 trapped in ice at Taylor Dome, Antarctica. Nature, 398, 121-126.

Iriarte, J., 2006: Vegetation and climate change since 14,810 14C yr B.P. in Southeastern Uruguay and implications for the rise of early Formative societies. Quaternary Research, 65, 20-32.

Isla, F.I., 1989: Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. Quaternary Science Reviews, 8, 359-368.

Jacobus, A., 2004: Uma proposta para a práxis em zooarqueologia no neotrópico: o estudo de arqueofaunas do Abrigo Dalpiaz (um sítio de caçadores-coletores na mata atlântica). Revista do CEPA, Centro de Estudos e Pesquisas Arqueológicas de Santa Cruz do Sul, 28(39), 49-110. Jaeschke, A. *et al.*, 2007: Coupling of millennial-scale changes in sea surface temperature and precipitation off Northeastern Brazil with high-latitude climate shifts during the last glacial period. Paleoceanography 22(PA4206), doi:10.1029/2006PA001391.

Jansen, E. *et al.*, 2007: Paleoclimate. 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, 996 pp.

Jennerjahn, T.C. et al., 2004: Asynchronous Terrestrial and Marine Signals of Climate Change During Heinrich Events. Science, 306, 2236-2239.

Jorgetti, T. et al., 2006: El Niño influence over South America during the mid-holonece. Advances in Geosciences, 6, 279-282.

Justino, F. e W.R. Peltier, 2008: Climate anomalies induced by the Arctic and Antarctic oscillations: glacial maximum and present-day perspectives. Journal of Climate, 21, 459-475.

Justino, F. et al., 2010: Atmospheric susceptibility to wildfire occurrence during the last glacial maximum and mid-Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 295, 76-88.

Kikuchi, R.K.P. e Z.M.A.N. Leão, 1997: Rocas (Southwestern Equatorial Atlantic, Brazil): an atoll built primarily by coralline algae. In: International Coral Reef Symposium, 1996, Panama. ISRS. 2v. 731-736.

Kipnis, R., 1998: Early hunter-gatherers in the Americas: perspectives from Central Brazil. Antiquity, 72, 581-592.

Kipnis, R., 2002: Foraging Societies of Eastern Central Brazil: An Evolutionary Ecological Study of Subsistence Strategies During the Terminal Pleistocene and Early/Middle Holocene. Tese de Doutoramento. University of Michigan, Ann Arbor. 620 p.

Knorr, G. e G. Lohmann, 2003: Southern Ocean origin for the resumption of Atlantic thermohaline circulation during deglaciation. Nature, 424, 532-536.

Kohfeld, K.E. e S.P. Harrison, 2000: How well can we simulate past climates? Evaluating the model using global paleoenvironmental data sets. Quaternary Science Reviews, 19, 321-346.

Lachniet, M.S. et al., 2004: Tropical response to the 8200 yr B.P. cold event? Speleothem isotopes indicate a weakened early Holocene monsoon in Costa Rica. Geology, 32, 957-960.

Laprida, C. et al., 2011: Middle Pleistocene sea surface temperature in the Brazil-Malvinas confluence zone: Paleoceanographic implications based on planktonic foraminifera. Micropaleontology, 57, 183-196.

Laskar, J. et al., 2004: A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. Astronomy & Astrophysics, 428, 261-285.

Ledru, M.-P. et al., 1998: Absence of last glacial maximum records in lowland tropical forests. Quaternary Research, 49, 233-237.

Ledru, M.-P. et al., 2001: Late-Glacial cooling in Amazonia inferred from pollen at Lagoa do Caçó. Northern Brazil. Quaternary Research, 55 (1), 47-56.

Ledru, M.P. et al., 2005: Paleoclimate changes during the last 100 ka from a record in the Brazilian atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. Quaternary Research, 64, 444-450.

Ledru, M.-P. et al., 2006: Millenial-scale climatic and vegetation changes in a Northern Cerrado (Northeast, Brazil) since the last glacial maximum. Quaternary Science Reviews, 25, 1110-1126.

Ledru, M.P. et al., 2009: Related changes in biodiversity, insolation and climate in the Atlantic rainforest since the last interglacial. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 271, 140-152.

Leduc, G. et al., 2010: Holocene and Eemian sea surface temperature trends as revealed by alkenone and Mg/Ca paleothermometry. Quaternary Science Reviews, 29, 989-1004.

Leduc, G. et al., 2007: Moisture transport across Central America as a positive feedback on abrupt climatic changes. Nature, 445, 908-911.

Lee, J.E. *et al.*, 2009: Precipitation over South America during the last glacial maximum: an analysis of the "amount effect" with a water isotope-enabled general circulation model. Geophysical Research Letters 36(L19701), doi:10.1029/2009GL039265.

Levi, C. et al., 2007: Low-latitude hydrological cycle and rapid climate changes during the last deglaciation. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 8 (Q05N12), doi:10.1029/2006GC001514.

Liebmann, B. et al., 2004: An observed trend in central South American precipitation. Journal of Climate, 17, 4357-4367.

Lindzen, R.S. e A.Y. Hou, 1988: Hadley circulations for zonally averaged heating centered off the equator. Journal of Atmospheric Sciences, 45, 2416-2427.

Locarnini, R.A. *et al.*, 2010: World Ocean Atlas 2009, Volume 1: Temperature. S. Levitus, Ed. NOAA Atlas NESDIS 68, U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 184 pp.

Lynch, A.H. *et al.*, 2007: Using the paleorecord to evaluate climate and fire interactions in Australia. Annual Review of Earth and Planetary Sciences.

Lynch-Stieglitz, J. *et al.*, 2006: Meridional overturning circulation in the South Atlantic at the last glacial maximum. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 7(Q10N03), doi:10.1029/2005GC001226.

Lynch-Stieglitz, J. et al., 2007: Atlantic meridional overturning circulation during the last glacial maximum. Science, 316, 66-69.

Mahiques, M.M. et al., 2010: The Southern Brazilian Shelf: general characteristics, Quaternary evolution and sedimento distribution. Brazilian Journal of Oceanography, 58, 25-34.

Mahiques, M.M. e L.A.P. Souza, 1999: Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea levei changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. Brazilian Journal of Oceanography, 47, 1-10.

Mahiques, M.M. et al., 2004: Hydrodynamically-driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. Continental Shelf Research, 24, 1685-1697.

Mahiques, M.M. et al., 2008: Nd and Pb isotope signatures on the Southeastern South American upper margin: implications for sediment transport and source rocks. Marine Geology, 250, 51-63.

Makou, M.C. et al., 2010: South Atlantic intermediate water mass geometry for the last glacial maximum from foraminiferal Cd/Ca. Paleoceanography 25(PA4101), doi:10.1029/2010PA001962.

Manabe, S. e R.J. Stouffer, 1988: Two stable equilibria of a coupled ocean-atmosphere model. Journal of Climate, 1, 841-866.

Mann, M.E. et al., 2009: Global signatures and dynamical origins of the Little Ice Age and Medieval Climate Anomaly. Science, 236, 1256-1260.

MARGO Project Members, 2009: Constraints on the magnitude and patterns of ocean cooling at the last glacial maximum. Nature Geoscience, 2, 127-132.

Markgraf, V., 1993: Climatic history of Central and South America since 18,000 yr B. P.: comparison of pollen records and model simulations. In Global Climate Since the Last Glacial Maximum, [H. E. Wright (Ed.)]. Univ. of Minnesota Press, Minneapolis. pp. 357-387.

Marlon, J.R. et al., 2008: Climate and human influences on global biomassburning over the past two millennia. Nature Geoscience, 1, 697-702.

Martin, L. et al., 1980: Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia - 1:250.000 - Texto explicativo. Salvador: Secretaria das Minas e Energia/Coordenação da Produção Mineral.

Martin, L. *et al.*, 1985: Geoid change indications along the Brazilian coast during the last 7,000 years. In: International Coral Reef Symposium, 1985, Tahiti. Antenne Museum EPHE. 7v., 85-90.

Martin, L. *et al.*, 1993: Southern oscillation signal in South American palaeoclimatic data of the last 7000 years. Quat. Res., 39, 338-346.

Martin, L. *et al.*, 2003: Fluctuating Holocene sea levels in eastern and Southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. Journal of Coastal Research, 19, 101-124.

Mayewski, P.A. *et al.*, 1997: Major features and forcing of high-latitude Northern Hemisphere atmospheric circulation using a 110,000-year-long glaciochemical series. Journal of Geophysical Research, 102, 26345-26366.

Mayewski, P.A. et al., 2004: Holocene climate variability. Quaternary Research, 62, 243-255.

Mayle, F.E. e M.J. Power, 2008: Forests Impact of a drier Early-Mid-Holocene climate upon Amazônian. Phil. Trans. R. Soc. B., 363, 1829-1838.

McManus, J.F. *et al.*, 2004: Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. Nature, 428, 834-83.

Meehl, G.A. *et al.*, 2007: Global Climate Projections. 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. pp. 747-845. In: Solomon, S. *et al.* (Eds.). Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.

Melo, M.L.D. e J.A. Marengo, 2008: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene.

Mesquita, A.R., 2003: Sea level variations along the Brazilian coast: A short review. Journal of Coastal Research, 35, 21-31.

Meyn, A. et al., 2007: Environmental drivers of large, infrequent wildfires: the emerging conceptual model. Prog Phys Geogr, 31, 287-312.

Milne, G.A., A.J. Long e S.E. Bassett, 2005: Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. Quaternary Science Reviews, 24, 1183-1202.

Miranda, M.C.C. *et al.*, 2009: Quaternary paleoenvironments and relative sea-level changes in Marajó Island (Northern Brazil): Facies, d13C, d15N and C/N. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 282, 19-31.

Mix, A.C. *et al.*, 2001: Environmental processes of the ice ages: Land, oceans, glaciers (EPILOG). Quaternary Science Reviews, 20, 627-657.

Morner, N.A., 1982: Sea levels. Journal of the Geological Society, 139, 219-219.

Mourguiart, P. e M.-P. Ledru, 2003: Last glacial maximum in an Andean cloud forest (Eastern Cordillera, Bolivia), Geology, 31, 195-198.

Mulitza, S. et al., 2003: Temperature: []18O relationships of planktic foraminifera collected from surface waters. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 202, 143-152.

Neiman, F.D., 1995: Stylistic variation in evolutionary perspective: inferences from decorative diversity and inter-assemblage distance in Illinois Woodland ceramic assemblages. American Antiquity, 60, 7-36.

Nepstad, Daniel C. *et al.*, 1999: Large-scale impoverishment of Amazonian forests by logging and fire. Nature, 398, 505-508.

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, 1737-1746.

Neukom, R. et al., 2010: Multiproxy summer and winter surface air temperature field reconstructions for Southern South America covering the past centuries. Climate Dynamics, 37, 35-51.

Neukom, R. et al., 2009: An extended network of documentary data from South America and its potential for quantitative precipitation reconstructions back to the 16th century. Geophysical Research Letters 36 (L12703), doi:10.1029/2009GL038351.

Neves, E. G. e J. B. Petersen, 2006: Political economy and pre-Columbian landscape transformations in Central Amazonia. In: Time and Complexity in Historical Ecology: Studies in the Neotropical Lowlands [Balée, W. e C. Erickson (Eds.)] Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Columbia University Press, pp. 279-309

Neves, E.G., 2007: El formativo que nunca terminó: la larga história de la estabilidad en las ocupaciones humanas de la Amazonía Central. Boletín de Arqueología PUCP, v. 11, 117-142.

Neves, E.G., 2008: Ecology, ceramic chronology and distribution, long-term history and political change in the Amazonian floodplain. In: Handbook of South American Archaeology [Silverman, H.I. e W.H. Isbell (Orgs.)]. New York, NY: Springer, pp. 359-379.

Neves, E.G. et al., 2003: Historical and socio-cultural origins of Amazonian dark earths. In: Amazonian Dark Earths: Origins, Properties, Management [Lehmann, J., D.C. Kern, B. Glaser e W.I. Woods (Eds.)] 29-50, Kluwer Academic, Dordrecht.

Neves, W.A. e H.M. Pucciarelli, 1990: The origin of the first Americans: an analysis based on the cranial morphology of early South American human remains. American Journal of Physical Anthropology, 81, 274.

Neves, W.A. *et al.*, 1998: Lapa Vermelha IV Hominid 1: morphological affinities of the earliest known American. American Journal of Physical Anthropology (Suppl.), 26, 169.

Neves, W.A. e M.R. Hubbe, 2005: Cranial morphology of early Americans from Lagoa Santa, Brazil: implications for the settlement of the New World. Proceedings of the National Academy of Sciences, 102(51),

18309-18314.

North Greenland Ice Core Project members, 2004: High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period. Nature, 431, 147-151.

Nuñez, L. et al., 2001: Human dimensions of Late Pleistocene/Holocene arid events in Southern South America. In: Interhemispheric Climate Linkages [V. Markgraf (Ed.)]. San Diego: Academic Press. pp. 105-117.

Nuñez, L. et al., 2002: Human occupations and climate change in the Puna de Atacama, Chile. Science, 298, 821-824.

Ortlieb, L., 2000: The documented historical record of *El Niño* events in Peru: An update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). In: El-Niño and the Southern Oscillation: Multiscale Variability and Global and Regional Impacts [Diaz, H.F. e V. Markgraf, (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 207-296.

Ortlieb, L. e J. Macharé, 1993: Former *El Niño* events: records from western South America. Global and Planetary Change, 7, 181-202.

Otto-Bliesner, B. L. *et al.*, 2006: Last glacial maximum and Holocene climate in CCSM3. Journal of Climate, 19, 2526-2544.

Otto-Bliesner, B.L. et al., 2007: Last glacial maximum ocean thermohaline circulation: PMIP2 model intercomparisons and data constraints. Geophysical Research Letters 34 (L12706), doi:10.1029/2007GL029475.

Page, S.E. *et al.*, 2002: The amount of carbon released from peat and forest fires in Indonesia during 1997. Nature, 420, 61-65.

Pahnke, K. et al., 2008: Abrupt changes in Antarctic intermediate water circulation over the past 25,000 years. Nature Geoscience, 1, 870-874.

Peltier, W. R., 1994: Ice age paleotopography. Science, 265, 195-201.

Peltier, W. e L. Solheim, 2004: The climate of the Earth at last glacial maximum: statistical equilibrium state and a mode of internal variability. Quaternary Science Reviews, 335-357.

Peltier, W.R., 1998: Global glacial isostatic adjustment and coastal tectonics. In: Coastal Tectonics. Cap.1., pp. 1-29. [Stewart, I.N. e C. Vita-Finzi (Eds.)]. London: Geological Society Publishing House.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2010a: Late Pleistocene and Holocene vegetation changes in Northeastern Brazil determined from carbon isotopes and charcoal records in soils. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeocology, 297 (2010a), 597-608.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 1996: The use of carbon isotopes (C-13, C-14) in soil to evaluate vegetation changes during the Holocene in Central Brazil. Radiocarbon, 38(2), 191-201.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 1998a: The carbon isotope record in soils along a forest-cerrado ecosystem transect: implications for vegetation changes in the Rondonia state, Southwestern Brazilian Amazon region. The Holocene, 8(5), 631-635.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2001: Origin and dynamics of soil organic matter and vegetation changes during the Holocene in a forest-savanna transition zone, Brazilian Amazon region. The Holocene, 11(2), 250-254.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2004a: Vegetation dynamics during the late Pleistocene in the Barreirinhas region, Maranhão State, Northeastern Brazil, based on carbon isotopes in soil organic matter. Quaternary Research, 62, 183-19.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2004b: Holocene fire and vegetation changes in Southeastern Brazil as deduced from fossil charcoal and soil carbon isotopes. Quaternary International, 114, 35-43.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2005: Holocene palaeoenvironmental reconstruction in Northeastern Brazil inferred from pollen, charcoal and carbon isotopes records. The Holocene, 15(6), 812-820.

Pessenda, L.C.R. *et al.*, 2008a: Interdisciplinary paleovegetation study in the Fernando de Noronha Island (Pernambuco State), Northeastern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80, 677-691.

Pessenda, L.C.R. et al., 2010b: Last millennium environmental changes and climate inferences in the Southeastern Atlantic forest, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 82, 717-729.

Peterson, L. e G.H. Haug, 2006: Variability in the mean latitude of the Atlantic Intertropical Convergence Zone as recorded by riverine input of sediments to the Cariaco Basin (Venezuela). Palaeogeography, Paleoclimatology, Palaeoecology, 234, 97-113.

Peterson, L.C. *et al.*, 2000: Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. Science, 290, 1947-1951.

Petit, J.R. *et al.*, 1999: Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 399, 429-436.

Pierce, J.L. *et al.*, 2004: Fire-induced erosion and millennial-scaleclimate change in Northern ponderosa pine forests. Nature, 432, 87-90.

Piperno, D.R. e P. Becker, 1996: Vegetational history of a site in the Central Amazon Basin derived from phytolith and charcoal records from natural soils. Quaternary Research, 45, 202-209.

Powell, J.F. e W.A Neves, 1999: Craniofacial morphology of the first Americans: pattern and process in the peopling of the New World. Yearbook of Physical Anthropology, 42, 153-188.

Power, M. J. et al., 2008: Changes in fire regimes since the last glacial maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data. Clim Dyn., 30, 887-907.

Prestes, A. *et al.*, 2011: Sun earth relationship inferred by tree growth rings in conifers from Severiano de Almeida, Southern Brazil. Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 73, 1587-1593.

Prous, A. e E. Fogaça, 1999: Archaeology of the Pleistocene-Holocene boundary in Brazil. Quaternary International, 53/54, 21-41.

Rasmussen, S.O. et al., 2006: A new Greenland ice core chronology for the last glacial termination. Journal of Geophysical Research, 111(D06102), doi:10.1029/2005JD006079.

Ray, N. e J. Adams, 2001: A gis-based vegetation map of the world at the last glacial maximum (25,000-15,000 BP). Internet Archaeology, 11, 1-44.

Razik, S. et al., 2013: Interaction of the South American monsoon system and the Southern Westerly Wind Belt during the last 14 kyr. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 374, 28-40.

Regenberg, M. *et al.*, 2009: Calibrating Mg/Ca ratios of multiple planktonic foraminiferal species with δ18Ocalcification temperatures: paleothermometry for the upper water column. Earth and Planetary Science Letters, 278, 324-336.

Reuter, J. *et al.*, 2009: A new perspective on the hydroclimate variability in Northern South America during the Little Ice Age. Geophysical Research Letters 36(L21706).

Rigozo N.R. et al., 2002: Solar variability effects studied by tree-ring data Wavelet Analysis. Advances in Space Research, 29, 1985-1988.

Rigozo, N.R. et al., 2004: Search for solar periodicities in tree-ring widths from Concórdia (S.C., Brazil). Pure and Applied Geophysics, 161, 221-233.

Rigozo, N.R. et al., 2008: Solar maximum epoch imprints in tree-ring width from Passo Fundo, Brazil (1741-2004). Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics, 70, 1025-1033.

Robertson, A.W. e C.R. Mechoso, 2000: Interannual and interdecadal variability in the South Atlantic Convergence Zone. Monthly Weather Review, 128, 2947-2957.

Roosevelt, A. C. *et al.*, 2002: The migrations and adaptations of the first americans: Clovis and Pré-Clovis viewed from South America. In: The First Americans: The Pleistocene Colonization of the New World. [N. G. Jablonski (Ed.)]. Memoirs of the California Academy of Sciences, 27, 159-235, San Francisco.

Roosevelt, A. C. et al., 1991. Eighth millennium pottery from a Prehistoric Shell Midden in the Brazilian Amazon. Science, 254, 1621-1624,

Roosevelt, A. et al., 1996: Paleoindian cave dwellers in the Amazon: The peopling of the Americas. Science, 272, 373-384.

Rosa, A.O., 2004: Assentamentos pré-históricos da região de Serranópolis: Análise dos restos faunísticos. Pesquisas - Série Antropologia, 60, 221-264.

Rühlemann, C. *et al.*, 1999: Warming of the tropical Atlantic Ocean and slowdown of thermohaline circulation during the last deglaciation. Nature, 402, 511-514.

Saia, S.E.M.G. *et al.*, 2008: Late glacial vegetation changes in the Atlantic Forest, Southeastern Brazil. Quaternary Internacional, 184, 195-201.

Saldarriaga, J. e D.C. West, 1986: Holocene fires in the Northern Basin. Quaternary Research, 26, 358-366. Sanford, R.L. et al., 1985: Rain forestfires. Science, 227, 53-55.

Santos G.M. *et al.*, 2000: 14C AMS dating of fires in the central Amazon rain forest. Nuclear Instruments and Methods in Physics Research B., 172(1-4), 761-766.

Sarmiento, J.L. *et al.*, 2004: Response of ocean ecosystems to climate warming. Global Biogeochemical Cycles, 18(3).

Schaan, D., 2007: Uma janela para a história pré-colonial da Amazônia: olhando além - e apesar - das fases e tradições. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Humanas, v. 2, nº 1, 77-89.

Scheel-Ybert, R. et al., 2003: Holocene palaeoenvironmental evolution in the São Paulo State (Brazil), based on anthracology and soil δ 13C analysis. The Holocene, 13(1), 73-81.

Scheel-Ybert, R. et al., 2008: A new age to an old site: the earliest Tupiguarani settlement in Rio de Janeiro State? Anais da Academia Brasileira de Ciências, 80(4), 763-770.

Scheinsohn, V., 2003: Hunter-gatherer archaeology in South America. Annual Review of Anthropology, 32, 339-361.

Schmitz, P.I. et al., 2004: Arqueologia nos Cerrados do Brasil Central - Serranópolis III. Pesquisas - Série Antropologia, 60. 286 p.

Schmidt, M.W., Vautravers, M;J., Spero H.J., 2006. Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard–Oeschger cycles. Nature 443, 561-564 (5 October 2006) | doi:10.1038/nature05121; Received 19 December 2005; Accepted 27 July 2006

Seltzer, G. et al., 2000: Isotopic evidence for late Quaternary climatic change in tropical South America. Geology, 28, 35-38.

Servant, M. e S. Servant-Vildary, 2003: Holocene precipitation and atmospheric changes inferred from river paleowetlands in the Bolivian Andes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 194, 187-206.

Shennan, S., 2001: Demography and cultural innovation: a model and its implications for the emergence of modern human culture. Cambridge Archaeological Journal, 11(1), 5-16.

Sifeddine A. et al., 1994: La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajás, Amazonie Orientale, Brésil): Relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. Bulletin Société Géologique de France, 165, 613-621.

Sifeddine, A. *et al.*, 2008: Laminated sediments record changes in terrestrial runoff, upwelling productivity and redox conditions off the central Peruvian coast over the past 500. Progess in Oceanography, 79, 190-197.

Skinner, L.C. *et al.*, 2010: Ventilation of the deep southern ocean and deglacial CO2 rise. Science, 328, 1147-1151.

Soubiès, F., 1980: Existence d'une phase sèche en Amazonie Brésilenne par la présence de charbons dans le sols (6000-3000 ans BP). Cahiers ORSTOM, série Géologie, 11(1), 133-148.

Souto, D. et al., 2011: Marine sediments from Southeastern Brazilian continental shelf: A 1200 year record of upwelling productivity. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology, 299, 49-55.

Stager, J.C. et al., 2011: Catastrophic drought in the Afro-Asian monsoon region during Heinrich Event 1. Science, 331, 1299-1302

Stramma, L. e M. England, 1999: On the water masses and mean circulation of the South Atlantic Ocean. Journal of Geophysical Research, 104(C9), 20,863-20,883.

Stríkis, 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, pp. 1075-1078, doi:10.1130/G32098.

Suguio K. et al., 1985: Flutuações do nível relativo do mar durante o quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15, 273-286.

Suguio, K. et al., 2005: Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: Quaternário do Brasil [Souza, C.R. de G. et al. (Orgs.)]. Ribeirão Preto: Holos Editora, pp. 114-129.

Sylvestre, F. et al., 1998: Le dernier maximum glaciaire (21 000-17 000 14C ans B. P.) dans les Andes tropicales de Bolivie d'après l'étude des diatomées, C. R. Acad. Sci. Paris, 327, 611 -618.

Thomas, M.F., 1994: Geomorphology in the Tropics: A Study of Weathering and Denudation in Low Latitudes. New York, NY: John Willey & Sons, 460 pp.

Thomas, M.F., 2008: Understanding the impacts of Late Quaternary climate change in tropical and sub-tropical regions. Geomorphology, 101, 146-158.

Timmermann, A. et al., 2007: The influence of a weakening of the Atlantic Meridional Overturning Circulation on ENSO. Journal of Climate, 20, 4899-4919.

Toledo, F.A.L. *et al.*, 2007a: Planktonic foraminifera, calcareous nannoplankton and ascidian variations during the last 25 kyr in the Southwestern Atlantic: A paleoproductivity signature? Marine Micropaleontology, 64, 67-79.

Toledo, F.A.L. *et al.*, 2007b: Salinity changes in the western tropical South Atlantic during the last 30 kyr. Global and Planetary Change, 57, 383-395.

Valdés, J. et al, 2008: 250 years of sardine and anchovy scale deposition record in Mejillones Bay, Northern Chile. Progress in Oceanography, 79(2-4), 198-207.

Vellinga, M. e R.A. Wood, 2002: Global climatic impacts of a collapse of the Atlantic thermohaline circulation. Climatic Change, 54, 251-267.

Vink, A., et al., 2004: Coccolithophorid and Dinoflagellate Synecology in the South and Equatorial Atlantic: Improving the paleoecological significance of phytoplanktonic microfossils. In: The South Atlantic in the Late Quaternary: reconstruction of material budgets and current systems [Wefer, G., S. Mulitza e V. Ratmeyer, V. (Eds.)]. Berlin, Springer, pp. 101-120.

Vitousek, P.M. et al., 1997: Human domination of Earth's ecosystems. Science, 277, 494-499.

Voelker, A.H.L. *et al.*, 2002: Global distribution of centennial-scale records for Marine Isotope Stage (MIS) 3: a database. Quaternary Science Reviews, 21, 1185-1212.

Voigt, I. *et al.*, 2013: A submarine canyon as a climate archive: interaction of the Antarctic intermediate water with the Mar del Plata Canyon (Southwest Atlantic). Marine Geology, 341, 46-57.

Volbers, A.N.A. e R. Henrich, 2004: Calcium carbonate corrosiveness in the South Atlantic during the last glacial maximum as inferred from changes in the preservation of Globigerina bulloides: A proxy to determine deep-water circulation patterns? Marine Geology, 204, 43-57.

Vuille, M. e M. Werner, 2005: Stable isotopes in precipitation recording South American summer monsoon and ENSO variability - observations and model results. Climate Dynamics, 25, 401-413.

Waguespack, N., 2007: Why we're still arguing about the Pleistocene occupation of the Americas. Evolutionary Anthropology, 16, 63-74.

Wainer, I. et al., 2005: Last glacial maximum in South America: paleoclimate proxies and model results. Geophysical Research Letters 32(L08702), doi:10.1029/2004GL021244.

Wang, X. et al., 2004: Wet periods in Northeastern Brazil over the past 210 kyr linked to distant climate anomalies. Nature, 432, 740-743. Wang, X. et al., 2007a: Millennial-scale precipitation changes in Southern Brazil over the past 90,000 years. Geophysical Research Letters 34(L23701), doi:10.1029/2007GL031149.

Wang, X. *et al.*, 2007b: Millennial-scale interhemispheric asymmetry of low-latitude precipitation: Speleothem evidence and possible high-latitude forcing. In: Ocean Circulation: Mechanisms and Impacts [Schmittner, A., J.C.H. Chiang e S. Hemming (Eds.). Washington, AGU, 279-294.

Wang, X. et al., 2006: Interhemispheric anti-phasing of rainfall during the last glacial period. Quaternary Science Reviews, 25, 3391-3403.

Wang, Y. *et al.*, 2008: Millennial- and orbital-scale changes in the East Asian monsoon over the past 224,000 years. Nature, 451, 1090-1093.

Wang, Y.J. et al., 2001: A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. Science, 294, 2345-2348.

Weldeab, S. et al., 2006: Deglacial sea surface temperature and salinity increase in the western tropical Atlantic in synchrony with high latitude climate instabilities. Earth and Planetary Science Letters, 241, 699-706.

Whitlock, C., 2004: Forests, fires and climate. Nature, 432, 28-29.

Whitlock, C. et al., 2006: Postglacial vegetation, climate, and fire history along the east side of the Andes (lat 41-42.5S), Argentina. Quaternary Research, 66, 187-201

Wüst, I. e C. Barreto, 1999: The ring villages of Central Brazil: a challenge for Amazonian archaeology. Latin American Antiquity, 10(1), 3-23.

Xie, P. e P.A. Arkin, 1997: Global precipitation: a 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates, and numerical model outputs. Bulletim of the American Meteorological Society, 78, 2539-2558.

Ybert, J.-P. *et al.*, 2003: Environmental and sea-level variations on the Southeastern Brazilian coast during the Late Holocene with comments on prehistoric human occupation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 189, 11-24.
CAPÍTULO 5

CICLOS BIOGEOQUÍMICOS E MUDANÇAS CLIMÁTICAS

Autores principais: Luiz Antonio Martinelli – USP; Jean Pierre Henry Balbaud Ometto – INPE; Gabriela Bielefeld Nardoto – UNB; Alexandre de Siqueira Pinto – UNB; Humberto Rocha – USP; Dora Maria Villela – UENF; Eduardo Arcoverde de Mattos - UFRJ.

Autores colaboradores: Donato Abe – IIE; Roberto Antonio Ferreira de Almeida – INPE; André Megali Amado – UFRN; Cimélio Bayer - UFRGS; Marcelo Correa Bernardes – UFF; Elisabete de Santis Braga – USP; Mercedes Maria da Cunha Bustamante – UnB; Edmo José Dias Campos – USP; Patricia Pilheiro Beck Eichler- INPE; Vinicius Fortes Farjalla – UFRJ; Corina SidagisGalli – IIE; Vera Lúcia de Moraes Huszar – UFRJ; Bastiaan Knoppers – UFF; Ivan Bergier- Embrapa CPAP; Sílvia Fernanda Mardegan – USP/INPE; Aldrin Martin Perez Marin – INSA; Guilherme Ruas Medeiros- IIE; Rômulo Simões Cezar Menezes – UFPE; Paulo Nobre – INPE; Álvaro Ramon Coelho Ovalle – UENF; Vanderlise Giongo Petrere - Embrapa Semiárido; Valério de Patta Pillar – UFRGS; Felipe Mendonça Pimenta – INPE; Alex Enrich Prast- UFRJ; Carlos Alberto Quesada – INPA; Julio Carlos França Resende – CLDF; Carlos Eduardo de Rezende – UENF; Enrique Ortega Rodriguez – UNICAMP; Fábio Roland – UFJF; Cleber Ibraim Salimon – UFAC; Everardo Valadares de Sá Barretto Sampaio- UFPE; João dos Santos Vila da Silva – CNPTIA; Weber Landim de Souza – INT; Frederico Scherr Caldeira Takahashi – UnB; Carlos Gustavo Tornquist – UFRGS; José Galizia Tundisi – IIE; Marcos Djun Barbosa Watanabe–UNICAMP.

Autores revisores: Flavio Luizão – INPA; Regina Luizão – INPA.

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	183
5.1 INTRODUÇÃO	184
5.2. BREVE DESCRIÇÃO DOS BIOMAS BRASILEIROS	186
5.2.1 AMAZÔNIA	186
5.2.2 MATA ATLÂNTICA	187
5.2.3 PANTANAL	188
5.2.4 CAATINGA	189
5.2.5 CERRADO	189
5.2.6 PAMPA	190
5.3 BASE CONCEITUAL	190
5.4 PRINCIPAIS RESERVATÓRIOS E FLUXOS DE CARBONO E NITROGÊNIO NOS PRINCIPAIS BIOMAS BRASILEIROS	192
5.5. IMPACTOS POTENCIAIS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS	194
5.5.1 AMAZÔNIA	195
5.5.2 MATA ATLÂNTICA	196
5.5.3 CERRADO	197
5.5.4 CAATINGA	198
5.5.5 PANTANAL	199
5.5.6 PAMPAS	200
5.5.7 ÁGUAS INTERIORES	200
5.6 CONCLUSÕES	202
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	202

SUMÁRIO EXECUTIVO

No Brasil são esperadas mudancas profundas e variáveis no clima conforme a região do país, afetando tanto os ecossistemas aquáticos e como os terrestres. 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 os Rios Amazonas, Paraná e São Francisco, além de possuir uma costa com cerca de 8.000 km, contendo pelo menos sete grandes zonas estuarinas e toda a plataforma continental. O foco principal deste capítulo será investigar como os principais processos biogeoquímicos seriam afetados pelas mudanças climáticas nos principais biomas e bacias brasileiras. Devido à falta de informações espaciais compatíveis com as escalas dos biomas brasileiros, as análises realizadas neste capítulo concentram-se nas regiões de cada bioma onde há informações disponíveis. Ao mesmo tempo em que esse tipo de limitação nos impede de fazer uma generalização para um determinado bioma, ela também serve como um alerta sobre a carência destas informações em escalas compatíveis com as grandes áreas de nossos biomas. Observa-se uma crítica carência de informações para determinados biomas – como os Pampas, o Pantanal e a Caatinga, contrastando com o volume maior de informações observado para a Amazônia e, secundariamente, o Cerrado. Somente recentemente estudos têm sido desenvolvidos na Mata Atlântica, mas ainda mostram-se concentrados em algumas poucas áreas. Os maiores estoques de carbono e nitrogênio do solo foram encontrados na Mata Atlântica, seguindo-se a Amazônia e o Cerrado. Quanto aos estoques de carbono e nitrogênio acima do solo, destacam-se a Mata Atlântica e, especialmente, a Amazônia como os biomas que possuem os maiores estoques. Interessantemente, 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, divergindo dos outros biomas em que 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 elevado, 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. 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; enguanto fluxos muito baixos foram detectados para o Cerrado. No caso da fixação biológica de nitrogênio (FBN), as maiores entradas estão associadas aos sistemas florestais da Amazônia e Mata Atlântica, seguindo-se o Cerrado e, finalmente, o Pantanal e a Caatinga, com uma quantidade de nitrogênio fixada anualmente significativamente menor que os três biomas citados acima. Quanto à deposição atmosférica de nitrogênio, os valores foram semelhantes entre biomas, sendo, 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 combinação de mudanças climáticas globais com alterações dramáticas na cobertura do solo, com desmatamento em larga escala, pode determinar alterações no regime climático local na região Amazônica e consequentemente na estrutura e composição da vegetação nativa presente. O processo de "savanização" da Floresta Amazônica, surgiu como importante alerta à uma possível alteração estrutura da cobertura vegetal da região. Entretanto, estudos recentes, utilizando uma compilação maior de modelos climáticos globais, não reproduzem as condições ambientais e de resposta da floresta para que este processo seja estabelecido. No entanto deve-se salientar que uma profunda mudança na estrutura e funcionamento dos ecossistemas Amazônicos acarretaria perdas significativas nos estoques de carbono tanto do solo como da vegetação. Além das perdas de carbono, haveria outras mudanças fisiológicas e fenológicas similares àquelas descritas mais adiante para o Cerrado brasileiro. Tais mudanças se refletiriam não somente no ciclo do carbono, mas também no ciclo do nitrogênio. 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 aumentariam as emissões de CO₂ para a atmosfera. 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 recalcitrantes na forma de raízes profundas e caules, enquanto a vegetação herbácea é mais prontamente decomposta pelo fogo. Em áreas onde a duração da seca fosse maior, poderia haver, 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 temperatura 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 passaria 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 na ocorrência de eventos de fogo resultaria em uma diminuição nos estoques de biomassa e nutrientes por meio de escoamento profundo, bem como os processos de erosão, transporte de partículas e volatilização. De forma geral, há uma grande incerteza em relação aos efeitos de alterações climáticas nos recursos hídricos do Brasil. As bacias hidrográficas mais importantes do país, segundo seus atributos hidrológicos e ecológicos são a do Amazonas, Tocantins-Araguaia, Paraná, Paraguai e São Francisco. Essas bacias cortam regiões que devem sofrer diferentes impactos relacionados às alterações de temperatura e precipitação (volume e frequência de chuvas), com efeitos distintos na disponibilidade de água ao uso humano assim como à manutenção de processos ecológicos. Regionalmente, o aumento de eventos extremos associados à frequência e volume de precipitação também é previsto. Os cenários apontam para a diminuição na 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 (Estados do Pará, parte do Amazonas, Tocantins e Maranhão) deve diminuir, com aumento na freguência de dias secos consecutivos. Este cenário deverá impor um stress sério aos já escassos recursos hídricos da Região Nordeste. Em contraste, o país deve observar 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.

5.1 INTRODUÇÃO

Após a publicação do quarto levantamento feito pelo Painel Internacional sobre Mudanças Climáticas (IPCC, 2007) ficou claramente demonstrado que nosso planeta passa por mudanças ambientais e climáticas frutos das atividades humanas. Dentre elas, incluem-se um aumento crescente na concentração de CO_2 atmosférico e nas temperaturas. Adicionalmente, o aumento crescente na deposição de nitrogênio em várias partes do globo define o cenário que teremos à nossa frente nos próximos 100 anos.

O dióxido de carbono (CO₂) é o principal combustível utilizado pelas plantas que através de seus aparatos fotossintéticos transformam um gás inorgânico em moléculas orgânicas constituintes dos tecidos de organismos autotróficos. O processo de fotossíntese é limitado por uma série de fatores, incluindo o fornecimento de nitrogênio para os organismos autotróficos. O fornecimento de nitrogênio para os organismos de oxi-redução que ocorrem tanto no ambiente terrestre como no ambiente aquático, que por sua vez, são mediadas por microorganismos em busca de energia ou aceptores finais de elétrons. Todos esses processos acima mencionados são influenciados significativamente pela temperatura. É amplamente conhecido que a temperatura limita não só o processo fotossintético, como inúmeras reações que ocorrem nos sistemas aquáticos e terrestres.

Ao desenvolver atividades que buscam prover alimentos, fibras e energia e através de diversos processos industriais, o homem vem, inadvertidamente, alterando a disponibilidade de dois elementos fundamentais à vida: carbono e nitrogênio, além de alterar um dos parâmetros mais importantes no funcionamento de sistemas aquáticos e terrestres: a temperatura do ar. Mudanças de temperatura afetam a

distribuição de energia em todo o globo, interferindo na distribuição de chuvas e, consequentemente, na disponibilidade de água.

Interessantemente, assim como os aspectos econômicos e sociais, essas mudanças seguem as tendências modernas de globalização e afetam, em maior ou menor grau, todo o planeta. Portanto, nunca se observou uma mudança tão profunda, abrangente e rápida como essas que estamos vivendo.

Intuitivamente, pode-se imaginar que um aumento nas quantidades de carbono e nitrogênio disponíveis e nas temperaturas levaria a um maior acúmulo de biomassa. No entanto, o crescimento de biomassa depende de um balanço entre a quantidade de carbono adquirida pelo processo fotossintético e a quantidade de carbono que é perdida pelos processos de respiração e decomposição. Um eventual o ganho de carbono poderia ser anulado por um aumento nas perdas desse elemento. Por outro lado, as perdas poderiam ser mais elevadas que os ganhos, aumentando as emissões de CO₂ para a atmosfera.

Experimentos recentes têm demonstrado que todas essas hipóteses são plausíveis e dependem de vários fatores. Portanto, é esperado que as respostas às mudanças globais descritas acima sejam extremamente variáveis dentre ecossistemas. Nota-se também que, sem um conhecimento prévio das características de cada sistema, não há como avaliarmos detalhadamente os efeitos das mudanças globais sobre os processos biogeoquímicos dos mesmos.

No Brasil, são esperadas mudanças profundas e variáveis no clima conforme a região do país (Marengo et al., 2009), afetando tanto os ecossistemas aquáticos e como os terrestres. Neste quesito, o país é um dos mais ricos do mundo, tendo seis biomas terrestres (Amazônica, Mata Atlântica, Pantanal, Pampas, Cerrado e Caatinga), Figura 5.1, que englobam alguns dos maiores rios do mundo (Figura 5.2) – como os Rios Amazonas, Paraná e São Francisco, além de possuir uma costa com cerca de 8.000 km, contendo pelo menos sete grandes zonas estuarinas e toda a plataforma continental.



Figura 5.1. Biomas brasileiros. Fonte: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). Adaptado de Walker (2012). Disponível em http://www. ibge.gov.br/home/presidencia/ noticias/21052004biomashtml.shtm

ntic Ocean



Figura 5.2. Divisão hidrográfica brasileira. Fonte: adaptado de Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) (2009). Estes biomas têm características próprias e bem marcadas, tornando intuitiva sua divisão (Tabela 5.1). Por exemplo, quanto à vegetação, predominam as florestas com grande biomassa na Amazônia e na Mata Atlântica; já nos Pampas, Cerrado e Caatinga há o predomínio de uma vegetação tipo savana; enquanto que o Pantanal mostra-se um misto dos dois. Para as variações de precipitação, temperatura e evaporação total relacionadas aos biomas brasileiros foi usado como base o livro "Normais Climatológicas do Brasil: 1961-1990" (INMET, 1992). Dois deles são considerados de clima tipicamente úmido: a Amazônia e a Mata Atlântica. Ainda dentro desta categoria, enquadra-se o Pantanal, cuja principal característica é a importante alteração na coluna dá água, com inundação das planícies, sazonalmente. O Cerrado, por sua vez, é parcialmente limitado pela disponibilidade de água e no outro extremo encontrase a Caatinga, significativamente limitada pela disponibilidade de água. Quanto à temperatura, a Amazônia e a Caatinga destacam-se pela exposição a temperaturas elevadas, contrapondo-se aos Pampas, bioma brasileiro exposto às menores temperaturas. Situados entre estes dois extremos, encontram-se o Cerrado e o Pantanal, ao passo que a Mata Atlântica, dada sua longa distribuição latitudinal, encontra-se exposta a uma variação considerável nas temperaturas (Figura 5.3).



Desta breve descrição acima, conclui-se que existem acentuadas variações ambientais, estruturais e de funcionamento entre os biomas brasileiros. Como visto anteriormente, as respostas dos sistemas às mudanças globais serão variáveis dentre sistemas, sendo influenciadas pelas condições existentes anteriormente à pressão antrópica no meio. O foco principal deste capítulo será investigar como os principais processos biogeoquímicos seriam afetados pelas mudanças climáticas nos principais biomas e bacias brasileiras. Devido à falta de informações espaciais compatíveis com as escalas dos biomas brasileiros, as análises feitas neste capítulo concentram-se nas regiões de cada bioma onde informações encontram-se disponíveis. Ao mesmo tempo em que esse tipo de limitação nos impede de fazer uma generalização para um determinado bioma, ela também serve como um alerta sobre a carência de informações em escalas compatíveis com as grandes áreas de nossos biomas.

5.2. BREVE DESCRIÇÃO DOS BIOMAS BRASILEIROS

5.2.1 AMAZÔNIA

O bioma amazônico é composto por diversos ecossistemas abrangendo uma área total de aproximadamente 7 milhões de km², dos quais mais de 60% se encontram em território brasileiro. Estruturalmente é composto pela Cordilheira do Andes a oeste, pelo Escudo Brasileiro ao sul e pelo Escudo das Guianas ao norte e pela bacia de sedimentação ao centro, onde se encontram os grandes rios da região (Figura 5.1). Quanto à precipitação, há uma tendência de declínio da região noroeste para a sudeste (e.g., Marengo et al., 2001; Ferreira e Rickenbach, 2011). As maiores precipitações são encontradas ao pé da Cordilheira do Andes, atingindo até 8.000 mm por ano, enquanto que as menores precipitações são encontradas no Estado de Roraima (<1.200 mm) (Sombroek 2001).Além dos totais de precipitação, é importante notar que há uma variação acentuada também na sazonalidade das precipitações nessa região (e.g., Grimm, 2011). Por exemplo, algumas partes do sul e do oeste da Amazônica podem enfrentar períodos de até cinco meses com menos de 100 mm de chuva. A evapotranspiração média medida na Amazônia fica em torno de 3,4 mm/dia (aproximadamente 1240 mm/ano) e tende a ser um pouco maior na época seca nas regiões de Florestas Ombrófilas Densas e em áreas de florestas abertas e savanas (da Rocha et al., 2009). Quanto à dinâmica climática da atmosfera, Nobre et al. (2009) demonstraram como a região Amazônica funciona como uma distribuidora de vapor d'água para a região sul do continente sul americano.

Ao longo da Bacia Amazônia há uma grande variedade de tipos de solo, predominando, de uma forma geral, solos altamente intemperizados, principalmente na porção central e leste da Bacia (Quesada et al., 2010). Ainda que esta seja a predominância geral observada, em áreas menores, existe uma variedade maior nos tipos de solos associada a características geomorfológicas destas localidades (Quesada et al., 2009; Richter e Babbar, 1991; Sanchez e Buol, 1975; Sanchez, 1976), acarretando uma grande variação nas propriedades químicas e físicas dos mesmos (Quesada et al., 2010). Enquanto que os solos mais intemperizados e inférteis encontram-se associados aos Escudos Brasileiro e das Guianas e ao longo das paleovárzeas localizadas ao longo dos principais rios da região (Quesada et al., 2009; 2010; Richter e Babar, 1991; Irion, 1978; Sombroek, 1966), solos ligeiramente mais férteis geralmente ocupam níveis pedogênicos intermediários que ocorrem exclusivamente nas vizinhanças dos Escudos ou próximos às calhas dos Rios Juruá, Purus e Madeira (Quesada et al. 2009, 2010a). Os solos pedologicamente menos desenvolvidos e mais férteis encontram-se próximos aos Andes e ao longo das várzeas dos rios que neles se originam (rios de "água branca"), especialmente ao longo dos Rios Solimões e Amazonas.

Esta acentuada variabilidade na fertilidade dos solos da Amazônia implica na estratégia de sobrevivência da vegetação nestes diferentes substratos. Por exemplo, plantas crescendo em solos inférteis desenvolveram mecanismos eficientes para manter um nível adequado de suprimentos de nutrientes, principalmente, via ciclagem interna, em oposição ao suprimento direto desses nutrientes via solo (Stark, 1971; Starke Jordan, 1978; Jordan e Herrera, 1981; Jordan, 1989).

Segundo a classificação de Veloso et al. (1991), o tipo de vegetação predominante na Amazônia é a Floresta Ombrófila Densa, vegetação típica de clima úmido. O segundo tipo de vegetação mais comum é a Floresta Ombrófila Aberta, que enfrenta algum nível de déficit hídrico durante a estação seca. Estas florestas podem ser dominadas igualmente por bambus, como aquelas localizadas na região oeste da Amazônia, ou por palmeiras, como aquelas localizadas na região sul do bioma. Outros três tipos vegetações cobrem menores extensões, mas apresentam igualmente representativa biodiversidade. Primeiramente, observamos as Florestas Semi-Decíduas, que também se localizam na região sul da Amazônia e enfrentam períodos de seca mais prolongados. Em seguida, as campinas e campinaranas, que são vegetações que crescem sobre Espodosolos extremamente ácidos e pobres em nutrientes e ocorrem predominantemente na bacia do Rio Negro. Por fim, encontramos as savanas relíticas, que ocupam pequenas áreas distribuídas por várias regiões da Amazônia.

5.2.2 MATA ATLÂNTICA

A Mata Atlântica, segundo informações do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE, 2004), se estende desde o Cabo de São Roque, no Estado do Rio Grande do Norte, até o município de Osório, no Estado do Rio Grande do Sul. Sua área de cobertura original era de aproximadamente 1,3 milhões de km². Atualmente sua área ocupa 12,5% de sua cobertura original. Esta floresta é composta por dois grandes tipos de vegetação: a Floresta Ombrófila Densa ou Floresta Atlântica Pluvial

Florestas da Serra do Mar e da Serra da Paranapiacaba, no Estado de São Paulo) e Floresta Estacional Semidecidual (localizada no interior do país). A Floresta Atlântica Pluvial compreende, em maior parte, as baixas e médias elevações (1000 m) da parte oeste da cadeia de montanhas que segue ao longo da linha costeira do Brasil. Na região de ocorrência destas florestas, predominam temperaturas mensais médias de pelo menos 18 °C e elevada precipitação (acima de 2000 mm anuais), a qual é bem distribuída ao longo do ano (períodos menores que quatro meses com níveis mensais de precipitação abaixo de 100 mm).

A Floresta Ombrófila Densa da Mata Atlântica encontra-se subdividida em quatro faciações (Veloso et al., 1991), as quais são ordenadas segundo a hierarquia topográfica e refletem em fisionomias e composições diferenciadas de acordo com as variações das faixas altimétricas e latitudinais. Essa divisão em faciações altitudinais não é somente importante em termos fisionômicos, mas também em termos de funcionamento. Assim, tem-se: 1) Floresta Ombrófila Densa de Terras Baixas – 5 a 50 m de altitude sobre o solo de restinga; 2) Floresta Ombrófila Densa Submontana – no sopé da Serra do Mar, com altitude variando entre 50 e 500 m; 3) Floresta Ombrófila Densa Montana – 500 a 1.200 m; 4) Floresta Ombrófila Densa Altimontana – no topo da Serra do Mar, acima dos limites estabelecidos para a formação Montana, onde a vegetação praticamente deixa de ser arbórea, pois predominam os campos de altitude.

5.2.3 PANTANAL

O Pantanal é uma planície de inundação e está localizado entre os paralelos 15° e 20°S e meridianos 55° e 59°W. Possui uma área de deposição de sedimentos arenosos derivados dos planaltos localizados a leste, formando enormes leques aluviais e ambientes lacustres e fluviais. Estes sedimentos são carreados principalmente pelo Rio Paraguai e seus afluentes (Alho, 2011), Figura 5.2. O relevo é plano e a altitude varia predominantemente entre 100 e 150 m. Em termos geomorfológicos esta bacia pode ser subdividida em sete classes: 1) Planície inundável do Rio Paraguai e Pantanal propriamente dito, 2) Depressão Cuiabana, 3) Depressão do Alto Guaporé-Cuiabá, 4) Depressão do Miranda, 5) Serra da Bodoquena, 6) Platô do Alto Paraguai (onde se localizam as cidades de Corumbá e Ladário) e 7) Platô da bacia do Rio Paraná (Mercante *et al.*, 2011).

As chuvas anuais médias variam de 800 a 1600 mm concentrando-se preferencialmente no verão austral. A planície pantaneira é marcada por um déficit hídrico acentuado, onde usualmente a evapotranspiração é maior que a precipitação. A complexidade do regime hidrológico do Rio Paraguai está relacionada à baixa declividade dos terrenos que integram as planícies e pantanais mato-grossenses e também à extensão da área que permanece periodicamente inundada com grande volume de água (Gonçalves et al., 2011).

A flora da planície inundável, com aproximadamente 2.000 espécies, é um encontro de elementos de ampla distribuição e de províncias fitogeográficas mais ou menos vizinhas, tais como o Cerrado, Florestas Estacionais, Chaco, Amazônia e Mata Atlântica. O grupo mais numeroso de espécies é formado por aquelas de ampla distribuição, enquanto que o segundo maior contingente é proveniente do Cerrado. As plantas endêmicas são raras, observando-se somente sete. A vegetação da planície sedimentar é um mosaico de vegetações aquáticas, campos inundáveis, florestas ripárias, savanas (cerrados), cerradão, floresta decidual, e uma grande parte de savanas e florestas pioneiras monodominantes (Pott *et al.*, 2011).

As paisagens vegetais marcantes no Pantanal são: 1) os Carandazais, localizados em zonas de inundação mais frequentes e sendo formados excepcionalmente por palmeiras Copernicia alba; 2) os Paratudais, também localizados em áreas de inundação e formados predominantemente pelo ipê amarelo, Tabebuia alba; e 3) Regiões de Cordilheiras, sendo estas mais elevadas em relação às vazantes e baías e salinas, usualmente possuindo plantas de Cerrado e palmeiras das espécies Acrocomiaaculeata e Attaleaphalerata. As espécies de plantas aquáticas são muito diversificadas (em torno de 50 espécies) e cerca de 1% da produção líquida do ecossistema na planície é sazonalmente exportada na forma de ilhas

flutuantes de biomassa vegetal aquática (conhecidas por camalotes) pelo Rio Paraguai em direção a foz da bacia do Prata (Bergier et al., 2012).

5.2.4 CAATINGA

O bioma Caatinga, localizado no Nordeste brasileiro, cobre uma área aproximada de 1 milhão de km², havendo uma grande sobreposição com a região semi-árida do país. A maior parte deste bioma se encontra em uma região onde a precipitação anual é inferior a 1.000 mm. Além da escassez, a marcada variabilidade espacial e temporal é outra característica das chuvas desta região (Reddy, 1983). Em algumas regiões, 20% da precipitação anual ocorrem em um único dia e 60% em um único mês (Sampaio, 1995). As temperaturas médias anuais são elevadas, variando de 23 a 27 °C e a umidade relativa geralmente menor que 50%. Como consequência, a evapotranspiração potencial é alta, resultando em déficit hídrico entre 7 a 11 meses por ano (Freitas et al., 2012).

A altitude média encontra-se próxima a 400-500 m acima do nível do mar, alcançando o nível do mar em Estados como Rio Grande do Norte e Ceará, e cerca de 1.000 m de altitude, em alguns platôs. Cerca de 37% da área é composta por vertentes com inclinações entre 4 e 12% e 20%, além de haver vertentes com inclinações maiores que 12%. A Caatinga pode ser dividida em três áreas geologicamente distintas em função do material de origem: (1) áreas sobre o escudo cristalino; (2) áreas sobre o escudo cristalino cobertas com material arenoso; e (3) áreas de depósitos sedimentares (Jacomine, 1996). Quase 70% da área é coberta por quatro tipos de solos dominantes, a saber: os Latosolos e os Litosolos cobrem, cada tipo, 20% da área; já os Argisolos cobrem 15%; enquanto que os Luvisolos cobrem 13%. Mais de 80% da área tem algum tipo de limitação em termos pedológicos, merecendo destaque a baixa fertilida-de e a baixa profundidade, a drenagem dificultada e concentrações excessivas de sódio trocável (Silva, 2000).

5.2.5 CERRADO

O Cerrado é definido como uma savana sazonal úmida, com precipitação média anual que varia de 800 a 1.800 mm conforme a região, sendo que 90% da precipitação ocorre na estação chuvosa entre outubro e abril. Ainda que a média anual de temperatura fique entre 20 e 26 °C no bioma,há uma acentuada variação nas temperaturas devido às diferenças em altitude, que chegam a mais de 1.000 m (Eiten, 1972). Por exemplo, a temperatura mínima na parte sul do Cerrado, no Estado de São Paulo, alcança -4 °C, enquanto que a temperatura mínima na porção norte do bioma, no Estado do Piauí, alcança 14 °C.

Essa grande amplitude nas temperaturas, aliada a diferenças na precipitação e altitude, determinam diferenças acentuadas na composição das espécies do Cerrado (Castro, 1994; Ratter et al., 2003). A paisagem do Cerrado é composta por um mosaico de vegetação, indo de campos de gramíneas até formações florestais, havendo tipos intermediários de vegetação. As vegetações mais graminosas e abertas são os campos limpos e campos sujos; tornando-se a presença de arbustos e árvores mais frequentes no cerrado sensu stricto e no cerradão (Ribeiro e Walter, 1998).

Dentre as savanas tropicais, o Cerrado se destaca pela sua grande diversidade de plantas, com cerca de 12.000 espécies de angiospermas (Mendonça *et al.*, 2008). Na porção herbácea do Cerrado,há o predomínio da família Leguminosae, com cerca de 780 espécies, seguida pelas famílias Asteraceae (560 espécies), Poaceae (500 espécies) e Orchidaceae (495 espécies) (Filgueiras, 2002).

O principal tipo de solo do Cerrado são os Oxisols, que cobrem cerca de 45% da região, sendo seguidos pelos Entisols, que cobrem aproximadamente 15% de sua extensão (Reatto et al., 1998). Estes são solos geralmente ácidos, com alta concentração de alumínio e baixa concentração de nutrientes.

5.2.6 PAMPA

Os campos sulinos são compostos principalmente por gramíneas e estão incluídos principalmente no bioma Pampa, localizados ao sul e ao oeste do Estado do Rio Grande do Sul e também de forma descontínua na Mata Atlântica localizada nos platôs elevados do sul do Brasil.

Em algumas regiões, predominam os campos de gramíneas que formam a matriz principal da região; enquanto em outras regiões, tanto no Pampa como na Mata Atlântica, esses campos formam mosaicos associados a fragmentos isolados de florestas, localmente, denominado capões, e florestas ripárias. Estas florestas são de diferentes tamanhos e áreas e contém elementos de florestas decíduas, semi-decíduas, ou de florestas úmidas com a ocorrência de Araucaria angustifolia.

O clima na região dos Pampas é considerado como de transição entre os clima sub-tropical, ao norte, e o clima temperado, ao sul. A época mais chuvosa coincide com o verão, diminuindo no período de inverno, entre os meses de abril e setembro. No entanto, a estação seca não é pronunciada. Na Província Pampeana, a precipitação média anual varia de 1200 a 1600 mm, com temperaturas médias anuais variando de 13 a 17 °C.

No bioma Pampa, com os limites definidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (2004), predominam Neossolos, Argissolos e Planossolos. De maneira geral, estas classes de solos, nas condições em que ocorrem neste bioma, são de média a alta fertilidade, acidez moderada, apresentando textura média a arenosa no horizonte superficial, característica que determina limitada capacidade de armazenagem de água. Também são encontrados, na região noroeste do Pampa, os Latossolos – solos com textura argilosa, ácidos e naturalmente pobres em nutrientes, porém com maior capacidade de armazenagem de água. Ao oeste do Pampa no Estado do Rio Grande do Sul, na fronteira com Argentina, há a ocorrência limitada de Chernossolos com caráter carbonático, bastante similares aos solos do Pampa argentino.

5.3 BASE CONCEITUAL

A base conceitual nesta análise será a ecologia de ecossistemas, a qual, de acordo com Chapin et al. (2002) investiga as interações entre organismos e o ambiente em um sistema integrado. Esta definição implica que há uma ligação inerente entre os sistemas físicos e bióticos de um ecossistema. Os seres humanos, como parte do sistema biótico, dependendo sobremaneira do sistema físico, sobre o qual exercemos também uma influência significativa. Neste sentido, a ecologia de ecossistemas aborda fatores que regulam reservatórios e fluxos de energia e material fluindo entre o sistema biótico e físico, dos quais o ser humano participa intrinsicamente e, diretamente, os altera.

Uma maneira útil de se abordar as interações descritas acima é por meio dos cinco fatores de estado que interferem na formação dos solos definidos por Jenny (1941). Estes fatores são: o clima regional e global, o tempo, o material de origem e a topografia (Figura 5.2). Mais recentemente, Chapin et al. (2002) adaptou este conceito para a ecologia de ecossistemas. De acordo com esses autores, além dos fatores de estado definidos por Jenny (1941), há ainda fatores interativos que atuam em escalas locais e que interferem nos processos dos ecossistemas, regulando a dimensão de seus reservatórios. Estes quatro fatores são: o clima local, o tipo de solo, os grupos funcionais de plantas e animais e perturbações naturais e antrópicas (Figura 5.4).



Figura 5.4. Fatores de estado e fatores interativos que interferem nos processos ocorridos em nível de ecossistemas. Fonte: adaptado de Chapin *et al.* (2002).

Apesar da utilidade da base conceitual descrita acima, é também importante o estabelecimento de uma equação que relacione os processos básicos do ecossistema com a atmosfera, que é o loci das mudanças climáticas. Para o carbono, dois processos básicos regulam a troca deste elemento com a atmosfera: a fotossíntese e a respiração. A produtividade líquida do bioma, definida por Schulze et al. (2000) e modificada por Randerson et al. (2002), interligam elegantemente a atmosfera com a biosfera através da seguinte equação, simplificada para nosso propósito:

 $NBP = GPP - R_{auto} - R_{hetero} - L_{fogo} - L_{lixiviação} - L_{voC} \pm L_{lateral} ..(1)$

Onde:

GPP é a produtividade primária bruta (ganho de carbono pela fotossíntese);

R_{auto} é a perda de carbono pela respiração autotrófica;

R_{hetero} é a perda de carbono pela respiração heterotrófica;

L_{fogo} é a perda de carbono por combustão (queima de vegetação);

L_{lixiviação} é a perda de carbono por lixiviação profunda;

L_{VOC} é a perda de carbono pela emissão de compostos voláteis orgânicos;

L_{lateral} é a perda de carbono pelo transporte lateral de carbono de outros biomas na forma de carbono orgânico dissolvido e particulado e carbono inorgânico dissolvido exportado e importado pelos rios.

Dependendo das magnitudes de perdas e ganhos de carbono, os principais reservatórios de carbono do bioma podem ser alterados e essa alteração pode ser equacionada da seguinte forma:

 $\Delta C_{\text{bioma}} = dC_{\text{solo}}/dt + dC_{\text{veg}}/dt + dC_{\text{aquat}}/dt (2)$

Onde:

 ΔC_{bioma} é variação temporal no estoque de carbono em relação ao seu estado original;

 dC_x/dt é a variação temporal nos estoques de carbon no solo, vegetação e sistema aquático, respectivamente.

Da mesma forma que para o carbono, é possível se investigar fluxos de nitrogênio em um bioma adotando-se o bioma como principal unidade de estudo. O seguinte balanço pode ser considerado (Howarth *et al.*, 1996; Filoso *et al.*, 2006):

 $\Delta N_{\text{biome}} = F_{\text{BNF}} + F_{\text{atm-d}} - F_{\text{atm-e}} \pm F_{\text{lateral}} \enskip (3)$

Onde:

ΔN_{bioma} é a variação no estoque de nitrogênio no bioma;

F_{BNF} é a entrada de nitrogênio no bioma através da fixação biológica de nitrogênio; F_{atm-d}, a entrada de nitrogênio no bioma por meio da deposição seca e úmida; F_{atm-e} é a perda de nitrogênio do bioma através dos processos de volatilização e denitrificação. Da mesma forma, perdas ou ganhos significantes de nitrogênio podem acarretar variações significativas nos estoques de nitrogênio nos principais reservatórios.

 $\Delta N_{\text{bioma}} = dN_{\text{solo}}/dt + dN_{\text{veg}}/dt + dN_{\text{aquat}}/dt$ (4)

Onde:

ΔN_{bioma} é variação temporal no estoque de nitrogênio em relação ao seu estado original; dN_x/dt é a variação temporal nos estoques de nitrogênio no solo, vegetação e sistema aquático, respectivamente.

5.4 PRINCIPAIS RESERVATÓRIOS E FLUXOS DE CARBONO E NITROGÊNIO NOS PRINCIPAIS BIOMAS BRASILEIROS

No geral, existem poucas informações sobre reservatórios e fluxos de carbono e nitrogênio em nossos biomas. Os dados existentes são fragmentados em termos espaciais e sazonais. Biomas como os Pampas são especialmente pobres em informações, como pode ser constatado nas Tabelas 5.2 e 5.3. Portanto, resultados discutidos e conclusões alcançadas neste estudo devem ser vistos frente à escassez de informações. No entanto, deve-se enfatizar que a escassez de dados básicos sobre nossos biomas constitui-se em uma informação importante no sentido de orientar futuros estudos e investimentos.

Os dois mais importantes dos reservatórios de carbono e nitrogênio são aqueles oriundos do solos e da vegetação. Ainda que haja dados a respeito dos estoques de nutrientes nos solos de todos os biomas brasileiros, observa-se a ausência de uma padronização quanto à profundidade amostrada (Tabelas 5.2 e 5.3). Estoques de nutrientes nos solos são geralmente quantificados até 1,0m de profundidade. É importante salientar que há um decréscimo exponencial das concentrações de carbono e nitrogênio em relação à profundidade do solo, tornando-se difícil qualquer tipo de extrapolação. Feita esta ressalva, nota-se que os maiores estoques de carbono e nitrogênio até 1,0m de profundidade encontram-se na Mata Atlântica, seguindo-se a Amazônia e o Cerrado. Comparando-se biomas em que os estoques do solo foram estimados até 20 a 30 cm, observa-se que o maior estoque encontra-se nos Pampas, seguindo-se o Pantanal e a Caatinga, com estoques aproximadamente equivalentes (Tabelas 5.2 e 5.3).

Quanto aos estoques de carbono e nitrogênio acima do solo, destacam-se como biomas com maiores estoques a Mata Atlântica e, especialmente, a Amazônia (Tabelas 5.2 e 5.3). Os estoques do Pantanal são extremamente variáveis, em função da variação observada nos tipos de vegetação. Ainda sim, observa-se que estes estoques são inferiores àqueles observados na Amazônia e na Mata Atlântica (Tabelas 5.2 e 5.3). A Caatinga e o Cerrado têm estoques acima do solo semelhantes aos estoques observados no Pantanal. Nos Pampas, ainda que não haja informação disponível, por predominarem campos graminosos, supõe-se que seus estoques de carbono e nitrogênio acima do solo sejam menores em relação aos demais biomas (Tabelas 5.2 e 5.3).

Interessantemente, 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 concentram-se efetivamente nos solos (Tabelas 5.2 e 5.3).

Uma forma importante de reciclagem interna dos ecossistemas é a transferência de nutrientes via queda das folhas. Ainda que diferenças acentuadas tenham sido observadas nos estoques de carbono abaixo e acima do solo, a serapilheira produzida teve uma variação muito menos acentuada entre os biomas (Tabela 5.2). Os sistemas florestais tendem a ter uma transferência ligeiramente maior em relação aos sistemas herbáceos-arbustivos, mas não tão mais elevado, se levarmos em consideração a maior biomassa acima do solo observada nos sistemas florestais (Tabela 5.2). Por outro lado, a transferência de nitrogênio é significativamente maior nos sistemas florestados da Amazônia e Mata Atlântica, quando comparados aos sistemas herbáceos-arbustivos, tais como o Cerrado e a Caatinga (Tabela 5.3).

O fluxo de CO_2 do solo para a atmosfera é uma das maneiras pela qual carbono que foi fixado através do processo de fotossíntese retorna a atmosfera. A despeito das grandes diferenças nos estoques de carbono do solo, as variações nos fluxos de CO_2 não foram elevadas entre os biomas, principalmente se excluirmos a Amazônia – bioma onde os fluxos de CO_2 foram claramente mais elevados (Tabela 5.2). Ao tratar do nitrogênio, o fluxo de N₂O do solo para a atmosfera é também considerado uma perda deste elemento do sistema. Neste caso, as diferenças são mais acentuadas entre os biomas, tendo a Amazônia os maiores fluxos, seguindo-se a Mata Atlântica; fluxos muito baixos foram detectados para o Cerrado (Tabela 5.3).

Ainda em relação ao nitrogênio, duas formas importantes de entrada deste nutriente nos ecossistemas são a fixação biológica de nitrogênio (FBN) e a deposição atmosférica. No caso da FBN, as maiores entradas estão associadas aos sistemas florestais da Amazônia e Mata Atlântica, seguindo-se o Cerrado. Por fim, o Pantanal e a Caatinga apresentam uma quantidade de nitrogênio fixada anualmente significativamente menor que os três biomas citados acima (Tabela 5.3).

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, sendo ligeiramente mais elevados em relação aos fluxos de N₂O para a atmosfera (Tabela 5.3).

Bioma	Área (km²)	Vegetação ¹	Solos ²	Clima
Amazônia	4,20	Florestal	Tropicais inférteis	Equatorial
Mata Atlântica	1,11	Florestal	Tropicais inférteis	Tropical úmido
Pantanal	0,15	Arbustiva-herbácea	Tropicais inférteis	Tropical semi-úmido
Cerrado	2,04	Arbustiva-herbácea	Tropicais inférteis	Tropical semi-úmido
Caatinga	0,84	Arbustiva-herbácea	Tropicais férteis e inférteis	Tropical semi-árido
Pampa	0,18	Arbustiva-herbácea	Sub-tropicais férteis	Sub-tropical

Tabela 5.1. Informações fisiográficas e climáticas sobre os principais biomas brasileiros.

¹ Tipo de estrato predominante da vegetação

² Característica geral dos solos

Tabela 5.2. Estoque de carbono no solo e na biomassa e fluxo de carbono entre diferentes compartimentos do ecossistema para osbiomas brasileiros.

Bioma	Estoques (Mg	C ha⁻¹)		Produção de	$CO_2 - Res_2$	Troca líquida
	Solos	Biomassa acima do solo	Biomassa abaixo do solo	Serapilheira (Mg C ha ¹ano¹)	piração do solo (Mg C ha¹ano¹)	do Ecossis- tema (Mg C.ha ⁻¹ ano ⁻¹)
Amazônia ¹	85 - 100°	95 – 250	100°	2 – 7	12 – 17	-0,11 a -0,5
Mata Atlântica ²	190 – 280°	90 – 130	20 – 29ª	2,6 – 4	3,6	ND
Pantanal ³	11,2 – 15,8 ^b	7,4 – 100,0	36,1 ^d	2,5 – 5,2	6,5	-1,0 a -1,3
Cerrado ⁴	72 – 120°	10 – 35	15 ^f	1 – 4	6 – 8	- 0,1 a -0,3
Caatinga⁵	25 ^b	15 – 25	3 – 6 ^e	1,0-3,0	2 – 10	ND
Pampa ⁶	68°	ND	ND	ND	ND	ND

ND: não determinado 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 m de profundidade f. até 2 m de profundidade 1. Ometto et al (2005) e outros autores (referências) 2. Villela et al. (2012) 3. Vários autores (referências) 4. Bustamante et al. (2012) 5. Menezes et al. (2012) 6. Pillar et al. (2012)

Tabela 5.3. Estoque de nitrogênio no solo e biomassa e fluxos de nitrogênio entre diferentes compartimentos do ecossistema para os biomas brasileiros.

Bioma Estoques (Mg C ha ⁻¹)			Produção de	Fixação bi-	Emissão de	Deposição	
	Solos	Biomassa acima do solo	Biomassa abaixo do solo	Serapilheira (kg N ha ¹ano¹)	ológica de nitogênio (kg N ha ¹ano⁻¹)	N2O do solo (kg N ha ¹ano⁻¹)	atmosférica (kg N ha ¹ano⁻¹)
Amazônia ¹] a	1,4 – 2,7	9 ^c	60 – 180	ND	2 – 7	4
Mata Atlântica ²	14 – 20°	0,8 – 1,6	0,25 – 0,4ª	90 – 170	ND	1 – 4	1 – 6
Pantanal ³	0,5 – 1,9ª	ND	ND	64 – 208	2,6	22,2	7,3
Cerrado ⁴	4,6°	ND	0,1 ^d	13	ND	ALD	4
Caatinga⁵	2,5 ^b	0,3 – 0,6	0,05 – 0,1°	20 – 60	3 – 11	ND	5
Pampa	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND

ALD: abaixo do limite de detecção do sistema de medição ND: não determinado

IND: nao aeterminado

- a. até 10 cm de profundidade
- b. até 20 cm de profundidade
- c. até 1 m de profundidade d. até 8 m de profundidade
- 1. Martinelli et al. (2012)
- 2. Vilella et al. (2012)
- 3. Watanabe et al. (2012)
- 4. Bustamante et al. (2012)
- 5. Menezes et al. (2012)

5.5. IMPACTOS POTENCIAIS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

É incontestável que ainda temos uma visão extremamente fragmentada sobre a ecologia de ecossistemas dos principais biomas brasileiros. Há uma escassez de dados fundamentais que torna extremamente complexa a tarefa de se prever prováveis efeitos das mudanças climáticas sobre os ciclos biogeoquímicos que ocorrem nesses biomas. O maior volume de informações disponíveis para a Amazônia, Mata Atlântica e Cerrado faz com que algumas previsões possam ser feitas para estes biomas. No entanto, fica o alerta que tais previsões foram feitas sob uma base de dados escassa frente ao tamanho e complexidade desses biomas.

Além deste fato, deve ser também considerado que, devido a vários fatores relacionados às atividades humanas, vários ecossistemas que compõem os biomas brasileiros se encontram profundamente modificados

em relação a suas condições naturais. Neste contexto, as paisagens tornam-se fragmentadas, constituindo-se de mosaicos compostos pela vegetação original, sendo entremeados por campos agrícolas e áreas abandonadas. Previsões sob este tipo de paisagem são também extremamente complexas.

Ao mesmo tempo, a falta de informações revela a necessidade urgente do desenvolvimento de estudos desta natureza em todos os biomas brasileiros, mas, principalmente no Pantanal, Caatinga e nos Pampas.

5.5.1 AMAZÔNIA

O único bioma brasileiro onde há dados suficientes para tais simulações é a Amazônia. Nas últimas décadas, por meio do projeto Experimento de Larga Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia – LBA (Keller et al., 2009), foram desenvolvidos estudos que incluem desde experimentos de campo em parcelas de 1 haaté o uso de vários modelos de circulação global. O acoplamento das observações de campo com esses modelos tem produzidos resultados consistentes que permitem cartas considerações sobre mudanças climáticas e ciclos biogeoquímicos (Ometto et al., 2011).

Para a região Amazônia é previsto que para o final deste século haverá um aumento acentuado na temperatura e uma diminuição na precipitação, principalmente na região leste do bioma (Marengo et al., 2010). Mais importante ainda para esta região é o cenário extremo conhecido na literatura como "Amazon dieback". Neste cenário, previsto pelo modelo HadCM3 do Hardley Center, quando a vegetação original decrescer aproximadamente pela metade na região leste da Amazônia o clima mudaria a tal ponto que o resto da floresta seria substituído por uma vegetação tipo savana (Cox et al., 2004; Marengo et al., 2009). No entanto, Huntingford et al. (2013), utilizando uma compilação maior de modelos climáticos globais, contrapões à ocorrência da "savaniação" da Floresta Amazônica, ao apresentar simulações que não reproduzem as condições ambientais e de resposta da floresta para que este processo seja estabelecido.

Uma mudança tão profunda na vegetação acarretaria perdas significativas nos estoques de carbono tanto do solo, como da vegetação. As perdas de carbono no solo e vegetação são estimadas em 14 Gt e 36 Gt, respectivamente, totalizando 50 Gt de carbono perdidos até o final deste século (Cox *et al.*, 2004). Além das perdas de carbono, haveria outras mudanças fisiológicas e fenológicas similares àquelas descritas mais adiante para o Cerrado brasileiro. Tais mudanças se refletiriam não somente no ciclo do carbono, mas também no ciclo do nitrogênio.

Por exemplo, as florestas amazônicas são ecossistemas ricos em nitrogênio (Martinelli *et al.*, 1999) e parte desta riqueza advém dos aportes de nitrogênio pela fixação biológica (Tabela 5.3). Com a retirada da floresta, haverá consequentemente um decréscimo considerado na entrada de nitrogênio no solo via FBN. Provavelmente, a vegetação subsequente rica em plantas herbáceas será significativamente limitada por este nutriente, como são as pastagens que substituem a floresta.

Mesmo que não haja uma mudança tão drástica na vegetação, a diminuição das chuvas levará a um aumento na intensidade do período seco e na frequência de fogo, tanto acidental como intencional. Após a severa seca de 2005, que novamente ocorreu em 2010, Lewis *et al.* (2011) estimaram que 1,6 a 2,2 Pg de carbono não foram transferidos da atmosfera para a vegetação, devido à ausência de crescimento das árvores ou à mortalidade que se segue após esses eventos extremos. Por outro lado, o fogo tem consequências imediatas sobre os estoques de nutrientes das florestas, pois grande parte do carbono e do nitrogênio estocados na vegetação são perdidos para a atmosfera (Kauffmann *et al.*, 1995), levando a um decréscimo acentuado desses estoques e provocando uma limitação severa no crescimento da vegetação, fruto da falta de nitrogênio nos solos após repetidos ciclos de fogo (McGrath *et al.*, 2001).

5.5.2 MATA ATLÂNTICA

Ainda temos um conhecimento escasso sobre o funcionamento do bioma Mata Atlântica. A maioria das informações produzidas se concentrou sobre a zona costeira da Região Sudeste do Brasil. Há também algumas informações disponíveis em relação à Região Nordeste.

Como a maioria dos dados disponíveis sobre os ciclos de carbono e de nitrogênio se refere à Região Sudeste, consideramos as mudanças climáticas previstas por Marengo *et al.* (2009, 2010) para esta região. Consequentemente, esses resultados não se aplicam a latitudes menores do bioma Mata Atlântica, como é o caso do Nordeste, enfatizando mais uma vez a necessidade urgente de estudos a respeito desse ecossistema do Brasil.

A mudança mais clara prevista pelos três modelos utilizados por Marengo et al. (2010) seria um aumento, ao final deste século, da temperatura do ar por todo o País. As alterações de precipitação são menos robustas, com alto grau de variabilidade entre as regiões brasileiras.

Levando-se em conta tais incertezas, a principal projeção feita seria a que aponta para um decréscimo nas chuvas durante o inverno - entre os meses de junho e agosto -, seguido por um aumento da precipitação durante os meses de verão austral - entre os meses de dezembro e fevereiro (Marengo *et al.*, 2009).

Uma das mais notáveis características das florestas tropicais é sua habilidade em estocar grandes quantidades de carbono e nitrogênio, tanto acima como abaixo do solo (Trumbore *et al.*, 1995). Segundo Meier e Leuschner (2010), um aumento na temperatura poderia transformar ecossistemas florestais em fontes de carbono. Isto se deve ao fato de que as emissões do chão aumentariam por conta da elevação da temperatura do ar e do CO₂ lançado à atmosfera, o qual não seria compensado pela absorção pela fotossíntese.

É muito bem estabelecido que as taxas de decomposição e respiração do solo aumentam com as temperaturas do ar e do próprio terreno (Kirschbaum, 2000; Raich et al., 2006; Wagai et al., 2008). Por sua vez, incrementos nessas taxas poderiam levar a uma perda de carbono do solo (Biasi et al., 2008; Dorrepaal et al., 2009).

No caso das florestas de Ubatuba, localizadas no Nordeste do Estado de São Paulo, Sousa Neto et al. (2011) encontraram um decréscimo consistente na temperatura do solo ao longo de um gradiente altitudinal. Por conseguinte, houve correlação direta entre temperatura e emissões de CO_2 para a atmosfera. Tal correlação foi posteriormente confirmada por meio de um experimento de campo conduzido no mesmo local, onde terrenos a 1.000 m de altitude foram aquecidos artificialmente, observando-se aumento significativo nas emissões de CO_2 (Martins, 2011).

Finalmente, Vieira et al. (2011) encontraram correlação significativa entre estoques de carbono e nitrogênio, tanto abaixo como acima da superfície, com a temperatura do solo no mesmo gradiente altitudinal de Ubatuba. Utilizando uma curva de regressão entre estoques e temperatura, esses autores concluíram que um aumento de 1 °C na temperatura média do solo resultaria em uma transferência líquida da floresta para a atmosfera de aproximadamente 17 miligramas de carbono por hectare - Mg C ha⁻¹ - e um miligrama de nitrogênio por hectare - Mg N ha⁻¹.

Para efeito de comparação, vale mencionar que a produtividade de florestas amazônicas de terra firme varia de aproximadamente 10 a 16 Mg C ha⁻¹ (Aragão *et al.*, 2009), ao passo que a produtividade primária líquida em florestas montanas da porção andina do bioma varia de 6,0 a 6,5 Mg C ha⁻¹ (Girardin *et al.*, 2010). Portanto, a potencial perda de carbono e nitrogênio em decorrência do aumento da temperatura pode ser considerável (Jobbagy e Jackson, 2000; Amundson *et al.*, 2003), ainda que esses cálculos não tenham levado em consideração eventuais aumentos na produtividade primária devido à

elevação do calor e concentração de CO₂ na atmosfera.

Embora a tendência observada em Ubatuba seja inequívoca, essas conclusões ainda são preliminares, pois, como se sabe, o processo de decomposição e respiração do solo não depende unicamente da temperatura (Davidson e Janssen, 2006).

Os ciclos biogeoquímicos são também fortemente afetados pela água, não apenas pela quantidade total, mas pela sazonalidade das chuvas em florestas tropicais (Saiter *et al.*, 2009). Tem sido verificado para a Mata Atlântica, que os processos de estoque, produtividade da biomassa e de dinâmica do carbono e nitrogênio são fortemente influenciados pela pluviosidade (Villela *et al.*, 2012). Tal fator climático altera de forma expressiva o processo de decomposição, já que uma rápida taxa de decomposição é frequentemente o resultado de maiores quantidades de água, estimulando a quebra da matéria orgânica e liberação de nutrientes, o que após um periodo de estiagem pode acarretar em pulsos de nutrientes (Saiter *et al.*, 2009). Tendo-se como base a previsão de intensificação das chuvas durante o verão no sudeste brasileiro, pode-se esperar que houvesse um incremento nas taxas de decomposição da matéria orgânica, com consequente perda de nutrientes neste período (Villela *et al.*, 2012). O aprimoramento da mensuração e estimativas de tais processos é necessário em diferentes tipos fisionômicos da Mata Atlântica, para que seja possível prevê com maior precisão os efeitos das alterações climáticas nos processos biogeoquímicos da Mata Atlântica.

5.5.3 CERRADO

Para o Cerrado, as projeções mais severas indicam que a maioria do Cerrado sofrerá um aumento de temperatura em torno de 4 °Caté o final deste século (Marengo *et al.*, 2009), exceto na região de transição com a Amazônia, onde o aumento da temperatura pode chegar a até 6°C. As projeções menos severas de temperatura apontam para um aumento de 2 °C na parte leste do Cerrado. Quanto à precipitação, as projeções mais severas indicam um decréscimo de 20 a 50% em relação aos valores atuais na parte central e sul do Cerrado, e uma redução de aproximadamente 70% na porção norte. As projeções menos severas indicam uma redução de 30% nas partes central e sul e uma redução de 40% na porção norte.

Mudanças na distribuição das chuvas ao longo o ano também são esperadas no Cerrado brasileiro (Marengo et al., 2010). Na região norte-nordeste do Cerrado, é esperado um aumento de 20 a 30 dias na duração da estação seca (entre os meses de maio e setembro). Da mesma maneira, espera-se um decréscimo no número de eventos de chuva por ano no Estado do Tocantins, nas regiões norte do Estado de Goiás, nordeste do Estado do Mato Grosso e no centro do Estado de Minas Gerais. Por outro lado, um aumento no volume de chuva na forma de tempestade é esperado para a região centro-sul do Cerrado.

O balanço entre a vegetação lenhosa e a vegetação herbácea é um importante aspecto da fisionomia do Cerrado. Estes dois grupos de plantas têm diferentes características não somente no uso dos recursos e resistência a mudanças, mas também têm diferentes papéis na ciclagem de nutrientes. A vegetação lenhosa tem estoques de nutrientes mais recalcitrantes na forma de raízes profundas e caules, enquanto a vegetação herbácea é mais prontamente decomposta pelo fogo (Miranda e Bustamante, 2002). Dessa forma, em áreas onde possa ocorrer um aumento da duração da seca, haveria, em tese, um aumento na incidência de fogo, que por sua vez, pode favorecer o aparecimento de uma vegetação herbácea (Filgueiras, 1991), resultando em uma ciclagem de nutrientes de forma mais aberta em relação às plantas lenhosas.

Outro aspecto importante quanto a aspectos funcionais das vegetações herbáceas no Cerrado seria uma mudança na proporção entre plantas que seguem o metabolismo através do ciclo da fosfato pentose (plantas C3), e aquelas plantas que reduzem o gás carbônico seguindo o ciclo do ácido dicarboxílico (plantas C4). As plantas C3 são inibidas por temperatura e luminosidade elevadas, apresentando maior taxa fotossintética sob condições moderadas. Já as plantas C4 são adaptadas à luz intensa e a altas

temperaturas. Tais características são responsáveis por implicações ecológicas importantes e mudanças nas proporções entre esses dois tipos de metabolismo são esperados C3 (onde o CO_2 atmosférico é inicialmente fixado em moléculas com três carbonos – ácido 3-fosfoglicérico, 3PGA) e C4 (onde o CO_2 atmosférico é inicialmente fixado em ácidos com quatro carbonos, tais como o oxaloacetato) em função de um aumento na temperatura e na concentração atmosférica de CO_2 . Ambientes mais quentes favorecem a produtividade de espécies C4 (Hattersley, 1983), enquanto ambientes com maiores concentrações de CO_2 tendem a favorecer a produtividade de espécies C3 (Collatz et al., 1998).

Dentre as plantas lenhosas, possíveis alterações climáticas podem afetar as estratégias fenológicas das plantas. Por exemplo, espécies não decíduas sofrendo falta de água durante a estação seca podem perder suas folhas, considerando-se que muitas dessas espécies têm raízes pouco profundas (Goldstein et al., 2008). Espécies breve-decíduas e decíduas podem também ter sua fenologia e, consequentemente, seu balanço interno de carbono alterados, resultando no decréscimo da produtividade dessas espécies. Outro aspecto importante das espécies decíduas,brevi-decíduas e não-decíduas é a concentração de produção de folhas na estação seca (Lenza, 2005). Lenza (2005) sugere que um decréscimo na temperatura no começo da estação seca pode representar um sinal para perdas de folhas em plantas decíduas e brevidecíduas, mesmo que o conteúdo de água no solo ainda seja alto. Adicionalmente, Lenza (2005) cogitou a possibilidade que a produção de folhas em todos os grupos fenológicos poderia ser despertada pelo aumento da demanda evaporativa da atmosfera e pelo decréscimo do conteúdo de água no solo. Caso esses fatores sejam os principais fatores ambientais que despertam esses eventos fenológicos, podemos assumir que a fenologia das plantas responderia diretamente às mudanças climáticas.

A produtividade primária do Cerrado pode potencialmente ser reduzida frente às mudanças climáticas projetadas para este bioma. Ainda que possa ocorrer um aumento na eficiência fotossintética devido ao aumento nas concentrações de CO₂ na atmosfera, mudanças na disponibilidade de água e aumentos na temperatura do ar poderão influenciar de uma forma negativa a produtividade primária (Bonan, 2008). O aumento da temperatura provavelmente resultará em uma redução do processo fotossintético relacionado com a afinidade da enzima rubisco por CO₂ aliado a um aumento na demanda evaporativa (Berry e Björkman, 1980). O aumento da demanda evaporativa resultará em menos água para a vegetação e aumento das perdas de água por evapotranspiração. Portanto, haverá uma tendência de menor abertura dos estômatos durante a fotossíntese, resultando em um decréscimo na taxa fotossintética. 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 aos fogos que ocorrem tipicamente neste período no Cerrado (Mistry, 1998). O aumento na 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. Sob este cenário, os solos teriam um papel importante na manutenção dos estoques de carbono.

5.5.4 CAATINGA

De acordo com as projeções feitas por Marengo *et al.* (2009, 2010), espera-se para o bioma Caatinga uma redução no valor total e o aumento da variabilidade nos padrões de precipitação, bem como um aumento no número de dias secos e da temperatura do ar. As possíveis consequências dessas mudanças no clima seriam secas mais intensas e frequentes, inundações e a perda de potência na geração de energia hidroelétrica (MMA, 2004). A produção de alimento também seria seriamente afetada e o aumento na variabilidade das precipitações afetaria também a pecuária.

Em termos ecológicos, as projeções climáticas para o futuro sugerem uma redução dos já baixos volumes de chuva e do aumento de temperatura, levando a um aumento na evapotranspiração. Como esses são os parâmetros que mais interferem no funcionamento do bioma Caatinga, espera-se mudanças significativas em seu funcionamento. Portanto, estratégias no sentido de aumentar a resiliência deste bioma são de fundamental importância. Por exemplo, diversos estudos demonstraram que a regeneração da vegetação nativa aumentaria a eficiência no uso da água, a produtividade primária e os estoques de carbono e nutrientes no solo. Adicionalmente, sistemas de uso do solo baseados em espécies perenes podem aumentar a resiliência dos ecossistemas, sendo mais adequado para enfrentar futuras mudanças climáticas.

A vegetação natural da Caatinga é relativamente bem adaptada à falta de água e altas temperaturas. No entanto, não se conhece os limites deste bioma, sendo possível levantar a seguinte questão: até que ponto aumentos na temperatura e déficit hídrico acentuado afetarão os processos biogeoquímicos que regulam o funcionamento da Caatinga?

Portanto, estudos de longo prazo sobre o funcionamento da Caatinga sob condições extremas serão extremamente valiosos para a futura adaptação deste bioma às mudanças globais que se impõe no futuro.

5.5.5 PANTANAL

Do ponto de vista biogeoquímico, alterações no Pantanal devem ser similares ao que pode ocorrer no Cerrado devido à latitude e algumas semelhanças fitofisionômicas. Contudo, o Pantanal experimenta naturalmente mudanças drásticas que podem estar ligadas ao tempo e posição média no verão austral da banda de chuva da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Dependendo das temperaturas da superfície do mar (TSM) equatorial no Atlântico e no Pacífico, as ZCAS podem estar mais perto (TSM maior) ou mais longe (TSM menor) do Pantanal e isso deve refletir diretamente na intensidade e duração do pulso de inundação anual, interanual, decadal, etc(Bergier e Resende, 2010). O pulso de inundação, principal modulador da estrutura e função do bioma, sofre, portanto, naturalmente mudanças drásticas, como pode ser visto na figura abaixo (Figura 5.5).

De 1900 a 1963 o Pantanal experimentou grande flutuação interanual de disponibilidade hídrica, oscilando entre períodos cheios (> 3 metros na cidade de Ladário) e secos (< 3 metros na cidade de Ladário) (Bergier e Resende, 2010). Todavia, de 1964 a 1973, as chuvas e os níveis máximos anuais foram sempre relativamente mais baixos, restringindo a dinâmica temporal ao canto inferior esquerdo do espaço de fase (em amarelo na Figura 5.5). Nesse período seco as queimadas devem ter sido mais frequentes e mais acentuadas alterando a organização dos ecossistemas pantaneiros. De 1974 até 2006 as precipitações sazonais estão usualmente acima dos 1000 mm e níveis máximos anuais quase sempre superiores a 4 metros (Figura 5.2, em vermelho). A análise em espaço de fase revela, portanto, a possibilidade de ocorrência de um dipolo ou oscilação bimodal nas escalas interanual e decadal.

Neste ano específico, o fato de o Pantanal estar relativamente mais cheio, limitando-se a um modo do dipolo (em vermelho na Figura 5.2), pode ter diversas causas. Há a projeção de um aumento da precipitação na região do Pantanal com as mudanças climáticas (Marengo et al., 2009), devido ao aumento de temperatura dos oceanos e mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul.Por outro lado, a mudança no uso da terra no planalto, especialmente a partir da década de 60, de mata de Cerrado para pastagens (em maior quantidade) e agricultura, pode refletir em um aumento do esco-amento superficial de água (*runoff*) do planalto para a planície (Watanabe, 2012), mantendo, portanto, as planícies relativamente mais cheias mesmo para precipitação anual inferior a 1000 mm (Bergier e Resende, 2010).



Figura 5.5. Dípolo de cheia ou sucessão da estação de cheia para a seca no Pantanal, revelado através de análise em espaço de fase.

Fonte: adaptado de Bergier e Resende (2010).

5.5.6 PAMPAS

Não há ainda informações suficientes sobre os efeitos dos cenários de mudanças climáticas sobre o funcionamento dos campos sulinos. No entanto, inequivocamente, os campos sulinos guardam apreciáveis estoques de carbono em seus solos. As baixas temperaturas contribuem para o acúmulo de matéria orgânica no solo; portanto, um aumento nas temperaturas como previsto, levaria a um aumento nas taxas de decomposição, aumentando as emissões de CO_2 para atmosfera. Similarmente para a Mata Atlântica, não é possível ainda prever se esse aumento nas emissões seria compensado por um aumento na produtividade primária líquida do sistema.

5.5.7 ÁGUAS INTERIORES

O território brasileiro hospeda uma das mais densas redes de sistemas aquáticos de água doce do planeta, contando com mais de 20% da água doce lançada aos oceanos anualmente. Apesar disto, a distribuição e disponibilidade dos recursos hídricos no Brasil não ocorre de maneira uniforme, reflexo das dimensões continentais do país. A região Amazônica hospeda a maior quantidade de água doce do país, enquanto que, na Região Nordeste, encontram-se as maiores carências hídricas, tanto ao sistema natural quanto ao uso humano.

De forma geral há uma grande incerteza em relação aos efeitos de alterações climáticas nos recursos hídricos do Brasil (Roland et al., 2012). As bacias hidrográficas mais importantes do país, segundo seus atributos hidrológicos e ecológicos são a do Amazonas, Tocantins-Araguaia, Paraná, Paraguai e São Francisco. Essas bacias cortam regiões que devem sofrer diferentes impactos relacionados às alterações de temperatura e precipitação (volume e frequência de chuvas), com efeitos distintos na disponibilidade de água ao uso humano assim como à manutenção de processos ecológicos. Por exemplo, alterações na vazão e na temperatura da água podem afetar negativamente a biota aquática.

Os efeitos das alterações climáticas globais em sistemas aquáticos brasileiros serão variáveis em função dos diversos tipos de sistemas aquáticos. Por exemplo, alterações no padrão hidrológico, em sistemas lóticos, podem alterar a qualidade do habitat da biota aquática, em sistemas lênticos processos como eutrofização podem ser mais intensos, assim como, a estratificação na coluna d'água pode ser mais pronunciada e prolongada, alterando a disponibilidade e qualidade do habitat e consequentemente afetando as cadeias alimentares. Adicionalmente, esses processos podem favorecer *blooms* de cianobac-

-térias em águas eutróficas, acarretando em sério risco à saúde humana (PaerleHuismann, 2008, 2009). É importante ressaltar que as alterações ambientais antrópicas atuais, que incluem uso do solo, fragmentação da paisagem, represamento e desvio de corpos d'água, urbanização, esgoto e poluentes acarretam pressões muito maiores aos ambientes aquáticos, a curto prazo, que alterações climáticas.

As projeções climáticas propostas por Marengo *et al.* (2010) para este século (até 2100), em cenários de emissões de gases de efeito-estufa A2 (maiores emissões) e B2 (menores emissões), (*IPCC*, 2007), apontam para um aumento generalizado na temperatura do ar em todo país, assim como um maior número de noites quentes em oposição à diminuição de noites frias, o que pode afetar a temperatura média dos corpos d'água. Regionalmente, o aumento de eventos extremos associados à frequência e volume de precipitação também é previsto. Os cenários apontam para diminuição na 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) deve diminuir, com aumento na frequência de dias secos consecutivos. Este cenário deverá impor um stress sério aos já escassos recursos hídricos da região Nordeste. Em contraste, o país deve observar um aumento na frequência e intensidade das chuvas intensas na região subtropical (Região Sul e parte do Sudeste) e no extremo oeste de Amazônia.

O efeito do aumento sistemático da temperatura na biota aquática de regiões tropicais é pouco conhecido. Cussac et al. (2009), em uma revisão sobre peixes neo-tropicais, apresenta a dependência da ecologia e morfologia destas espécies à temperatura da água, apontando como critica a biodiversidade aquática o aumento da temperatura devido às alterações climáticas. Por outro lado alterações no metabolismo dos peixes, pelo aumento na temperatura média dos corpos d'água pode determinar redistribuição das espécies e dominação de algumas, mais resilientes, em relação a outras.

A intensidade dos eventos de precipitação, conjuntamente com padrões no uso do solo, define o padrão do escoamento e o transporte de material orgânico e inorgânico da bacia de drenagem aos corpos d'água (Johnson *et al.*, 2008), e por conseqüência a dinâmica deposicional destes elementos/nutrientes nas áreas de várzea. Este aspecto é crítico na dinâmica dos corpos d'água da região Amazônica e da Bacia do Paraná, onde os lagos de planície de inundação compõem uma das formas mais abundantes de sistemas lênticos no Brasil. Esses lagos são profundamente afetados pelo pulso de inundação do rio, desta forma alterações na frequência e intensidade da precipitação pode alterar drasticamente esses ecossistemas. Da mesma forma as alterações na turbidez da água por aporte maior ou menor de sedimento aos lagos rasos (Mooij *et al.*, 2009), podem influenciar deleteriamente a biota aquática (Meerhoff *et al.*, 2007).

De acordo com Abe et al., (2009), o processo de eutrofização pode aumentar em regiões sujeitas a um aumento de temperatura e no aporte de nutrientes e matéria orgânica para os corpos d'água. Farjalla et al. (2006) sugerem que o aumento no aporte de material alóctone nos ambientes aquáticos, especialmente lênticos, pode estimular a produção primária bruta do sistema, no entanto a respiração do sistema também seria favorecida pela disponibilidade de matéria orgânica autóctone de melhor qualidade no ambiente. Entretanto, esses autores argumentam que a eficiência do sistema pode aumentar (referenciando Doddse Cole, 2007), ou seja, apesar de haver uma maior disponibilização de matéria orgânica alóctone, favorecendo a respiração, o resultado seria uma maior produtividade primária liquida (PPL). Uma melhor compreensão da regulação da PPL é crucial na determinação dos fluxos de matéria orgânica ao sedimento e da ação do sistema como acumulador de carbono (Thomaz et al., 2007).

O reconhecimento da importância do material alóctone para o metabolismo aquático é amplamente reconhecido. Assim, a heterotrofia é padrão na maior parte dos corpos d'água no Brasil, padrão semelhante ao encontrado globalmente (Cole *et al.*, 1994). Este fato foi reportado para lagos Amazônicos (Richey *et al.*, 2002), lagos costeiros na região da mata Atlântica (Kosten *et al.*, 2010; Marotta *et al.*, 2009). Kosten *et al.* (2010) e Marotta *et al.* (2009) encontraram a partir de uma base de estudos em 82 lagos rasos distribuídos entre as latitudes 5 e 55°S (Kosten *et al.*, 2010) e 86 lagos de diferentes profundidades, forma e latitudes (Marotta *et al.*, 2009) valores relativos de 80% e 87% de ambientes heterotró-ficos, respectivamente. Em sistemas tropicais o aumento na deposição de matéria orgânica ao sedimento pode ocasionar maiores emissões de metano e dióxido de carbono (Conrad et al., 2010, 2011).

5.6 CONCLUSÕES

As alterações ambientais e climáticas correntes constituem um enorme desafio a curto, médio e longo prazo à humanidade. A resiliência do ambiente à impactos frequentes e intensificados, se constitui em uma das grandes questões relativas à pressão do homem ao meio. Neste contexto, estudos sobre ciclagem biogeoquímica trazem a oportunidade da integrar uma série de ações sofridas pelo meio ambiente, e assim identificar vetores críticos de perturbação do meio. Nossas observações indicam que alguns sistemas naturais estão preocupantemente impactados no Brasil, como, por exemplo, sistemas aquáticos continentais (com problemas sérios de poluição orgânica e inorgânica, excesso de nutrientes e perda dramática de biodiversidade), sistemas estuarinos (com problemas semelhantes aos anteriores, além de riscos associados à elevação do mares, turismo descontrolado, entre outros), sistemas florestais, com perda de biomassa, biodiversidade e alterações na ciclagem de nutrientes. Em alguns casos, os impactos são locais, afetando pouco a dinâmica regional destes sistemas, mas diversos casos já se mostram críticos regionalmente, como o balanço de nitrogênio e carbono, ciclo hidrológico e deposição atmosférica de aerossóis e particulados. Alterações regionais podem interferir em ecossistemas distantes da causa do problema, como o desmatamento interferindo no fluxos hidrológicos, ou o fogo interferindo no metabolismo vegetal pela produção de ozônio em baixa altitude ou de aerossóis que interferem no balanço energético local.

Ressalta-se com este trabalho a necessidade clara e premente da geração de dados, espacialmente explícitos, referentes às alterações do uso e cobertura do solo, da ciclagem de carbono e de nutrientes em diversas regiões do Brasil, em especial nos biomas Pampas, o Pantanal e a Caatinga. Esforços de síntese e compilação, como o protagonizado pelo Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas, são essenciais para, não só a sistematização da informação, mas também para a identificação de lacunas críticas da geração de conhecimento ambiental no Brasil. Da mesma forma, a apresentação das informações de maneira regular, com uma sistemática abrangente, identificando linguagem correta, *stakeholders* chaves, e os diversos universos acadêmicos, é um passo importante que o país toma no sentido a difundir sua base de conhecimento, de produção de novas informações e incentivo às novas gerações ao avanço científico e tecnológico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abe, D.S. et al., 2009: The effect of eutrophication on greenhouse gas emissions in three reservoirs of the middle Tietê River, Southeastern Brazil. In: Proceedings of the International Association of Theoretical and Applied Limnology, 30, 822-825.

Alho, C.J.R., 2011: Biodiversity of the Pantanal: its magnitude, human occupation, environmental threats and challenges for conservation. Braz. J. Biol., 71, 229-232.

Amundson, R. et al., 2003: Global patterns of the isotopic composition of soil and plant nitrogen. Global Biogeochem. Cycles, 17(1), 1031-1042.

Aragão, L.E.O.C. *et al.*, 2009: Above- and below-ground net primary productivity across ten Amazonian forests on contrasting soils. Biogeosciences, 6, 2759-2778.

Bergier, I. et al., 2012: Biofuel production from water hyacinth in the Pantanal wetland. Ecohydrologyand Hydrobiology, 12:77-84.

Bergier, I. e E. K. Resende, 2010: Dinâmica de cheias no Pantanal do Rio Paraguai de 1900 a 2009. In: Anais. Simpósio de Geotecnologias no Pantanal, 3, 2010, Cáceres, MT, 16-20 de outubro 2010. Campinas/ São José dos Campos: EmbrapaInformáticaAgropecuária; São José dos Campos/ Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe) p. 35-43. Disponível em http://www.geopantanal2009.cnptia. embrapa.br/2010/cd/p147.pdf.

Berry, J. e O. Björkman, 1980: Photosynthetic response and adaptation to temperature in higher plants. Annu. Rev. Plant Physiol., 31(1), 491-543.

Biasi, C. et al., 2008: Initial effects of experimental warming on carbon exchange rates, plant growth and microbial dynamics of a lichen-rich dwarf shrub tundra in Siberia. Plant Soil, 307(1-2), 191-205. Bonan, G.B., 2008: Forests and climate change: forcings, feedbacks, and the climate benefits of forests. Science, 320(5882), 1444-1449.

Bustamante, M.M.C. et al., 2012: Potential impacts of climate change on biogeochemical functioning of Cerrado ecosystems. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 655-671.

Castro, A., 1994: Comparação florística de espécies do Cerrado. Silvicultura, 15(58), 16-18.

Chapin III, F.S. *et al.*, 2002: Principles of Terrestrial Ecosystem Ecology. New York, NY: Springer, 436 pp. Cole, J.J. *et al.*, 1994: Carbon-dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. Science, 265(5178), 1568-1570.

Collatz, G.J. et al., 1998: Effects of climate and atmospheric CO2 partial pressure on the global distribution of C4 grasses: present, past, and future. Oecologia, 114(4), 441-454.

Conrad, R. *et al.*, 2010: Methanogenic pathway, 13C isotope fractionation, and archaeal community composition in the sediment of two clear-water lakes of Amazonia. Limnol. Oceanogr., 55(2), 689-702.

Conrad, R. et al., 2011: Stable carbon isotope discrimination and microbiology of methane formation in tropical anoxic lake sediments. Biogeosciences, 8, 795-814.

Cox, P.M. et al., 2004: Amazonian forest dieback under climate-carbon cycle projections for the 21st century. Theor. Appl. Climatol., 78, 137-156.

Cussac, V.E. et al., 2009: Fishes of Southern South America: a story driven by temperature. Fish Physiol. Biochem., 35, 29-42.

Da Rocha, H.R. *et al.*, 2009: Evapotranspiration. In: Amazonia and Global Change, pp. 261-272. [Keller, M. *et al.* (Eds.)], Geophysical Monograph Series, vol. 186, American Geophysical Union, Washington, DC: AGU, 565 pp.

Davidson, E.A. e I.A. Janssen, 2006: Temperature sensitivity of soil carbon decomposition and feedbacks to climate change. Nature, 440(7081), 165-73.

Dodds, W.K. e J.J. Cole, 2007: Expanding the concept of trophic state in aquatic ecosystems: it's not just the autotrophs. Aquat. Sci., 69(4), 427-439.

Dorrepaal, E. *et al.*, 2009: Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. Nature, 460(7255), 616-619.

Eiten, G., 1972: The Cerrado vegetation of Brazil. Bot. Rev., 38(2), 201-341.

Farjalla, V.F. et al., 2006: Influence of floodpulse on bacterial growth and DOC consumption in a clear water Amazonian lake. Microb. Ecol., 52, 334-344.

Ferreira, R. N. e T. M. Rickenbach, 2011: Regionality of monsoon onset in South America: a three-stage conceptual model. Inter. J. Climatol., 31(9), 1309-1321.

Filgueiras, T.S., 1991: A floristic analysis of the gramineae of Brazil's Distrito Federal & a list of the species occurring in the area. Edinb. J. Bot., 48, 73-80.

Filgueiras, T.S., 2002: Herbaceous plant communities. In: The Cerrados of Brazil: ecology and natural history of a Neotropical savanna [Oliveira, P.S. e R.J. Marquis (Eds.)]. New York, NY: Columbia University Press, pp. 121-139.

Filoso, S. et al., 2006: Human activities changing the nitrogen cycle in Brazil. Biogeochemistry, 79(1-2), 61-89.

Freitas, A.D.S. et al., 2012: How much nitrogen is fixed by biological symbiosis in tropical dry forests? 2. Herbs. Nutrient Cycling in Agroecosystems, v. OF, p. 1-12.

Girardin, C.A.J. *et al.*, 2010: Net primary productivity allocation and cycling of carbon along a tropical forest elevational transect in the Peruvian Andes. Global Change Biol., 16(12), 3176-3192.

Goldstein, G. et al., 2008: Water economy of neotropical savanna trees: six paradigms revisited. Tree Physiol., 28(3), 395-404.

Gonçalves, H.C. et al., 2011: Hydrological cycle. Braz. J. Biol., 71, 241-253.

Grimm, A.M., 2011: Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. Stochastic Environmental Research and Risk Assessment, 25(4), 537-554.

Hattersley, P.W., 1983: The distribution of C3 and C4 grasses in Australia in relation to climate. Oecologia, 57, 113-128.

Howarth, R.W. *et al.*, 1996: Regional nitrogen budgets and riverine N and P fluxes for the drainages to the North Atlantic Ocean: natural and human influences. Biogeochemistry, 35(1), 75-139.

Huntingford *et al.*, 2013: Simulated resilience of tropical rainforests to CO2-induced climatechange, Nature Geoscience, 6, 268–273, doi:10.1038/ngeo1741.

IBGE, 2004: Mapa da vegetação do Brasil e Mapa de biomas do Brasil. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Rio de Janeiro, RJ.

IBGE, 2009: Manual técnico de geomorfologia. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Manuais Técnicos em Geociências, 51, 2ª ed. Rio de Janeiro, RJ, 175 pp.

INMET, 1992: Normais Climatológicas do Brasil: 1961-1990. Instituto Nacional de Meteorologia (Inmet), Brasília, DF, 465 pp.

IPCC, 2007: Climate change 2007: Mitigation of Climate Change. Intergovernmental Panel on Climate Change (*IPCC*). ,New York, NY: Cambridge University Press, 851 pp.

Irion, G., 1978: Soil infertility in the Amazonian rain forest. Naturwissenschaften, 65, 515-519.

Jacomine, P.K.T., 1996: Solos sob caatingas – características e uso agrícola. In: O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e desenvolvimento sustentado [Alvarez V. e M.P.F. Fontes (Eds.)]. Viçosa, SBCS/UFV-DS, pp.95-111.

Jenny, H., 1941: Factors of soil formation: a system of quantitative pedology. Mineola, NY: Courier Dover Publications, 281 pp.

Jobbagy, E.G. e R.B. Jackson, 2000: The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. Ecol. Appl., 10(2), 423-436.

Johnson, M.S. et al., 2008: CO2 efflux from Amazonian headwater streams represents a significant fate for deep soil respiration. Geophys. Res. Lett., 35, L17401.

Jordan, C.F., 1989: Are process rates higher in tropical forest ecosystems? In: Mineral Nutrients in Tropical Forests and Savanna Ecosystems [Proctor, J. (Ed.)]. Oxford: Blackwell Scientific Publications, pp. 205-215.

Jordan, C.F. e R. Herrera, 1981: Tropical rain forests: are nutrients really critical? Am. Nat., 117, 167-180.

Kauffman, J.B. et al., 1995: Fire in the Brazilian Amazon: biomass, nutrient pools, and losses in slashed primary forests. Oecologia, 104, 97-409.

Keller M. et al., 2009: Amazonia and Global Change. Geophysical Monograph Series 186, American Geophysical Union, Washington, DC: AGU, 563pp.

Kirschbaum, M.U.F., 2000: Will changes in soil organic carbon act as a positive or negative feedback on global warming? Biogeochemistry, 27, 753-760.

Kosten, S. et al., 2010: Climate-dependent CO2 emissions from lakes. Global Biogeochem. Cycles, 24, GB2007, doi:10.1029/2009GB003618.

Lenza, E., 2005: Fenologia, demografia foliar e características foliares de espécies lenhosas em um Cerrado sentido restrito no Distrito Federal e suas relações com as condições climáticas. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília, Brasília, DF, 134 pp.

Lewis, S.L. et al., 2011: The 2010 Amazon Drought. Science, 331(6017), 554.

Marengo J.A. et al., 2001: Onset and end of the rainy season in the Brazilian Amazon Basin. Journal of Climate, 14: 833-852.

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(15), 2197-2352.

Marengo, J.A. et al., 2010: Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. Clim. Dyn., 35(6), 1073 - 1097.

Marotta, H. et al., 2009: Large CO2 disequilibria in tropical lakes. Global Biogeochem. Cycles, 23, GB4022.

Martinelli, L.A. *et al.*, 1999: Nitrogen stable isotopic composition of leaves and soil: tropical versus temperate forests. Biogeochemistry, 46, 45-65.

Martinelli, L.A. et al., 2012: Nitrogen mass balance in the Brazilian Amazon: an update. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 683-690.

Martins, L.F.B., 2011: Alterações nos fluxos de gases do solo e na ciclagem de carbono e nitrogênio após aquecimento do solo em áreas de Mata Atlântica. Dissertação de Mestrado. Centro de Energia Nuclear na Agricultura, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 86 pp.

McGrath, D.A. et al., 2001: Effects of land-use change on soil nutrient dynamics in Amazonia. Ecosystems, 4(7), 625-645.

Meerhof, M. et al., 2007: Can warm climate-related structure of littoral predator assemblies weaken the clear water state in shallow lakes? Global Change Biol., 13, 1888-1897.

Meier, I.C. e Leuschner, C., 2010: Variation of soil and biomass carbon pools in beech forests across a precipitation gradient. Global Change Biol., 16, 1035-1045.

Mendonça, R.C. et al., 2008: Flora vascular do bioma Cerrado: checklist com 12.356 espécies. In: Cerrado: ecologia e flora [Sano, S.M. et al. (Eds.)]. Embrapa Informação Tecnológica, 2, 421-442.

Menezes, R.S.C. et al., 2012: Biogeochemical cycling in terrestrial ecosystems of the Caatinga Biome. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 643-653.

Mercante, M.A. et al., 2011: Geomorphology and habitat diversity in the Pantanal. Braz. J. Biol., 71(1), 233-240.

Miranda, H.S. e M.M.C. Bustamante, 2002: The firefactor. In: The Cerrados of Brazil: Ecology and Natural History of a Neotropical Savanna [Oliveira, P.S. e R.J. Marquis (Eds.)]. New York, NY: Columbia University Press, pp. 51-68.

Mistry, J., 1998: Fire in the Cerrado (savannas) of Brazil: an ecological review. Prog. Phys. Geogr., 22(4), 425.

MMA, 2004: Programa de Ação Nacional de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca, PAN-BRASIL. Edição comemorativa dos 10 anos da Convenção das Nações Unidas de Combate à Desertificação e Mitigação dos Efeitos da Seca. CCD. Ministério do Meio Ambiente (MMA), secretaria de Recursos Hídricos, Brasília, 220 pp.

Mooij, W.M. et al., 2009: Linking species- and ecosystem-level impacts of climate change in lakes with a complex and a minimal model. Ecol. Model., 220, 3011-3020.

Nobre, C.A. et al., 2009: Understanding the climate of Amazonia: Progress from LBA. In: Amazonia and Global Change [Keller, M. et al. (Eds.)]. American Geophysical Society, Washington, DC, pp. 145-147.

Ometto J.P.H.B. et al., 2005: Amazonia and the modern carbon cycle: lessons learned. Oecologia, 143, 483-500, doi:10.1007/S00442-005-0034-3

Ometto J.P. et al., 2011: Amazon deforestation in Brazil: effects, drivers and challenges. Carbon Management, 2(5), pp. 575-585.

Paerl, H.W. e J. Huisman, 2008: Blooms like it hot. Science, 320, 57-58.

Paerl, H.W. e J. Huisman, 2009: Climate change: a catalyst for global expansion of harmful cyanobacterial blooms. Environ. Microbiol. Rep., 1, 27-37.

Pillar, V.D. et al., 2012: The Southern Brazilian grassland biome: soil carbon stocks, fluxes of greenhouse gases and some options for mitigation. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 673-681.

Pott, A. et al., 2011: Plant diversity of the Pantanal wetland. Braz. J. Biol., 71, 265-273.

Quesada, C.A. et al., 2009: Regional and large-scale patterns in Amazon forest structure and function are mediated by variations in soil physical and chemical properties. Biogeosciences Discuss., 6, 3993-4057.

Quesada, C.A. *et al.*, 2010: Chemical and physical properties of Amazon forest soils in relation to their genesis. Biogeosciences, 7, 1515-1541.

Raich, J.W. et al., 2006: Temperature influences carbon accumulation in moist tropical forests. Ecology, 87, 76-87.

Randerson, J.T. et al., 2002: Net ecosystem production: a comprehensive measure of net carbon accumulation by ecosystems. Ecol. Appl., 12(4), 937-947.

Ratter, J.A. et al., 2003: Analysis of the floristic composition of the Brazilian Cerrado vegetation III: Comparison of the woody vegetation of 376 areas. Edinb. J. Bot., 60(1), 57-109.

Reatto, A. et al., 1998: Solos do bioma Cerrado: aspectos pedológicos. In: Cerrado: ambiente e flora [Sano, S.M. e S.P. Almeida (Eds.)]. Embrapa Cerrados, Planaltina, Brasil, pp. 47-86.

Reddy, S.J. 1983: Climatic classification: the semi-arid tropics and its environment - a review. Pesq. Agropecu. Bras., 18, 823-847.

Ribeiro, J.F. e Walter, B.M.T., 1998: Fitofisionomias do bioma Cerrado. In: Cerrado: ambiente e flora [Sano, S.M. e S.P. Almeida (Eds.)]. EmbrapaCerrados, Planaltina, Brasil, pp. 89-166.

Richey, J.E. et al., 2002: Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO2. Nature, 416(6881), 617-620.

Richter, D.D. e L.I. Babbar, 1991: Soil diversity in the tropics. Adv. Ecol. Res., 21, 315-389.

Roland, F. et al., 2012: Climate change in Brazil: perspective on the biogeochemistry of inland waters. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 709-722.

Saiter, F.Z. *et al.*, 2009: Rain forests: Floristics. In: International Commission on Tropical Biology and Natural Resources, Encyclopedia of Life Support Systems (EOLSS). Oxford: UNESCO, Eolss Publishers, 1, 203-228

Sampaio, E.V.S.B., 1995: Overview of the Brazilian caatinga. In: Seasonally Dry Tropical Forests [Bullock, S.H. et al. (Eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, pp. 35-63.

Sanchez, P.A., 1976: Properties and Management of Soils in the Tropics. New York, NY: John Wiley & Sons, 618 pp.

Sanchez, P.A., e S.W. Buol, 1975: Soils of the tropics and the world foodcrisis. Science, 188, 598-603.

Schulze, E.-D. et al., 2000: Climate change: managing forests after Kyoto. Science, 289(5487), 2058-2059.

Silva, J.R.C., 2000: Erosão e produtividade do solo no semi-árido. In: Agricultura, sustentabilidade e o semiárido [Oliveira, T.S. *et al.* (Eds.)]. Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, pp. 168-213.

Sombroek, W., 2001: Spatial and temporal patterns of Amazon rainfall. Ambio, 30(7), 388-396.

Sombroek, W.G., 1966: Amazon soils: a reconnaissance of the soils of the Brazilian Amazon region. Centre for Agricultural Publications and Documentation, Wageningen, 330 pp.

Sousa Neto, E. et al., 2011: Soil-atmosphere exchange of nitrous oxide, methane and carbon dioxide in a gradient of elevation in the coastal Brazilian Atlantic forest. Biogeosciences, 8(3), 733-742.

Stark, N., 1971: Nutrient cycling. I. Nutrient distribution in some Amazonian soils. Trop. Ecol., 12, 24-50.

Stark, N.M. e Jordan, C.F., 1978: Nutrient retention by the root mat of an Amazonian rain forest. Ecology, 59(3), 434-437.

Thomaz, S.M. et al., 2007: Floods increase similarity among aquatic habitats in river-floodplain systems. Hydrobiologia, 579(1), 1-13.

Trumbore, S.E. *et al.*, 1995: Belowground cycling of carbon in forests and pastures of Eastern Amazonia. Global Biogeochem. Cycles, 9, 515-528.

Veloso, H.P. et al., 1991: Classificação da vegetação brasileira, adaptada a um Sistema Universal. Departamento de Recursos Naturais e Estudos Ambientais, Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), Rio de Janeiro, 124 pp. Disponível em http://biblioteca.ibge.gov.br/visualizacao/monografias/ GEBIS%20-%20RJ/classificacaovegetal.pdf.

Vieira, S.A. *et al.*, 2011: Stocks of carbon and nitrogen and partitioning between above- and belowground pools in the Brazilian coastal Atlantic Forest elevation range. Ecol. Evol., 1, 421-434.

Villela, D.M. *et al.*, 2006: Effect of selective logging on forest structure and nutrient cycling in a seasonally dry Brazilian Atlantic forest. J. of Biog., 33, 506-516.

Villela, D.M. et al., 2012: Carbon and nitrogen stock and fluxes in coastal Atlantic Forest of Southeast Brazil: potential impacts of climate change on biogeochemical functioning. Braz. J. Biol., 72(3) suppl., 633-642.

Wagai, R. *et al.*, 2008: Climate and parent material controls on organic matter storage in surface soils: A three-pool, density-separation approach. Geoderma, 147(1-2), 23-33.

Watanabe, M.D.B., 2012a: Agricultura, pastagens e mata nativa: cálculo e simulação dos valores monetários dos fluxos hidrológicos e do carbono na Bacia do Taquarizinho utilizando a metodologia emergética. Tese de Doutorado. Faculdade de Engenharia de Alimentos, Universidade Estadual de Campinas (Unicamp), Campinas, SP, 252 pp.

Watanabe, M.D.B. et al., 2012b: Nitrogen cycle and ecosystem services in the Brazilian La Plata Basin: anthropogenic influence and climate change. Braz. J. Biol., 72(3), suppl., 691-708.

CAPÍTULO 6

AEROSSÓIS ATMOSFÉRICOS E NUVENS

Autores principais: Alexandre Araújo Costa – UECE; Theotonio Mendes Pauliquevis Júnior – UNIFESP Autores colaboradores: Enio Pereira de Souza – UFCG; Jorge Alberto Martins – UTFPR; Marcia Yamasoe – USP; Maria de Fátima Andrade – USP Autores revisores: Henrique de Melo Jorge Barbosa – USP

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	211
6.1 INTRODUÇÃO	211
6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA	213
6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA	215
6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL	215
6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO	215
6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS	219
6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN	219
6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE	222
6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA	225
6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO	226
CONCLUSÕES	229
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	230

SUMÁRIO EXECUTIVO

A existência permanente de nuvens cobrindo parcela significativa do planeta é uma característica essencial da circulação geral atmosférica. O balanço de energia da troposfera terrestre mantém-se, em grande parte, influenciado pela retenção de radiação de onda longa, reflexão para o espaço da radiação de onda curta e liberação de calor latente associada às mudanças de fase da água. Em todos esses processos as nuvens estão envolvidas. Particularmente nas regiões tropicais, a circulação de grande escala é marcada por um movimento ascendente que leva ao resfriamento por expansão adiabático, concomitante com uma convergência de vapor d'água. O resfriamento e umedecimento de grande escala precisam ser compensados por processos de aquecimento e remoção do vapor d'água excedente. A condensação com liberação de calor latente em nuvens convectivas profundas, o que produz aquecimento, seguida por processos que levam à precipitação, removendo água da atmosfera, permitem que tal balanço seja fechado.

Os aerossóis, por sua vez, também exercem papel fundamental no balanço radiativo por sua complexa interação com a radiação solar, podendo espalhar ou absorver radiação de onda curta, alterando a radiação incidente na superfície, e em circunstâncias específicas, também o perfil termodinâmico da atmosfera.

Além destes papéis que exercem individualmente, aerossóis e nuvens interagem de maneira mútua. Concentrações elevadas de partículas de aerossóis alteram propriedades microfísicas de nuvens, com consequências importantes para a produção de precipitação e seu albedo. Por outro lado, nuvens também alteram as propriedades de aerossóis, já que propiciam ambiente adequado para sua modificação, incluindo a ocorrência de reações químicas que se dão preferencialmente em ambiente aquoso como na produção de sulfato.

Neste capítulo é apresentada uma revisão de algumas das principais contribuições científicas para a caracterização dos efeitos dos aerossóis atmosféricos sobre o Brasil, incluindo o papel exercido por suas fontes naturais e antrópicas, como queima de biomassa, poluição urbana, dentre outras e para o entendimento dos processos de microfísica de nuvens. O texto visa, ainda, identificar algumas lacunas de entendimento importantes que requerem avanços do ponto de vista teórico, observacional e de modelagem com vistas ao seu preenchimento. Tais contribuições e lacunas encontram-se ligadas particularmente:

• Ao entendimento dos processos de produção e transporte de aerossóis sobre o continente sul-americano, incluindo fontes naturais e antrópicas locais e remotas;

• À influência desses aerossóis na formação de nuvens, ao servirem como núcleos de condensação (CCN) e de gelo (IN), incluindo o papel de sua variabilidade espacial e temporal, o que inclui contrastes dramáticos como o identificado na Amazônia, associados à ocorrência de queimadas predominantemente nas porções sul e leste dessa região e sobre o Brasil central, durante a estação seca;

• Às propriedades microfísicas das nuvens sobre o continente sul-americano, incluindo observações em nuvens quentes e de fase mista já realizadas sobre território brasileiro, e as possíveis implicações sobre as propriedades radiativas e sobre o ciclo hidrológico;

• Ao papel das nuvens e da convecção sobre a circulação e sobre a termodinâmica da atmosfera em escalas maiores, bem como à representação das mesmas em modelos numéricos de circulação geral e de área limitada.

6.1 INTRODUÇÃO

O termo aerossol refere-se a um sistema em que partículas, sólidas e/ou líquidas, estejam em suspensão em um gás. Dentro desta definição, a própria atmosfera pode ser considerada um aerossol.

Entretanto, o termo aerossol é mais comumente utilizado para se referir às partículas em si (inclusive gotas de nuvens), e este é o significado adotado neste texto (Seinfeld e Pandis, 2006).

Os aerossóis exercem um papel importante no clima. Participam do balanço radiativo, espalhando e/ou absorvendo radiação solar e terrestre. No balanço climático global, os aerossóis têm um papel de resfriamento, já que sua forçante radiativa líquida é negativa (Solomon et al., 2007). Além de interagir diretamente com a radiação, é sobre uma fração das partículas de aerossóis (os chamados CCN, do inglês *Cloud Condensation Nuclei*) que se formam as gotículas de nuvens em seu estágio inicial de formação.

As partículas de aerossóis presentes na atmosfera provêm tanto de fontes naturais como antrópicas. Como fontes naturais, podem-se citar os aerossóis marinhos, a poeira de solo, emissões vulcânicas e biogênicas, entre outras. Como fontes antrópicas, destacam-se na América do Sul as emissões de queimadas devido às mudanças de uso da terra (principalmente na fronteira agrícola na Amazônia) e as emissões em áreas urbanas, com foco nas emissões veiculares. Importante ressaltar que além de serem emitidas diretamente por suas fontes (os aerossóis primários), partículas também podem ser produzidas na atmosfera livre pelo processo de "Conversão Gás-Partícula" (GPC, do inglês gas-to-particle conversion), ou seja, gases que uma vez emitidos passam por processos químicos e físicos que tem como conseqüência final a sua transformação em partículas. Tais aerossóis são denominados "secundários". O processo GPC é importante tanto em condições poluídas como limpas, sendo, por exemplo, o mais importante mecanismo de formação de CCN naturais na região amazônica (Poschl et al., 2010; Martin et al., 2010b).

As partículas de aerossóis também podem ser classificadas por sua faixa de tamanho. Aquelas com diâmetro menor que 2,5 µm são da chamada "moda fina" ou fração fina, enquanto aquelas entre 2,5 µm e 10 µm constituem a "moda grossa". Esta divisão tem duas razões. Primeiramente, em termos de potencial de causar doenças no trato respiratório, pois as partículas da moda grossa são barradas no trato respiratório superior. Já as da moda fina são capazes de penetrar até o nível de alvéolos pulmonares sendo, portanto, potencialmente mais danosas à saúde. Tipicamente, os aerossóis gerados por processos de combustão são predominantemente da moda fina.

Diferentemente dos gases de efeito estufa, que tem um tempo de permanência na atmosfera da ordem de anos, os aerossóis tem um ciclo de vida na atmosfera da ordem de alguns dias, no máximo semanas. Os mecanismos de remoção dos aerossóis são relacionados à sua faixa de tamanho. No caso da moda grossa, a deposição gravitacional é muito importante. Já as partículas da moda fina, por terem velocidades terminais de deposição gravitacional muito baixas, estão sujeitas ao transporte pelos ventos, podendo ser levadas a milhares de quilômetros de onde foram produzidas. Exemplo disso são as plumas de queimada que se espalham por milhões de km² pelo continente sulamericano, nos meses da estação seca (Freitas et al., 2005a, 2005b, 2009).

A remoção das partículas finas ocorre predominantemente pela deposição úmida, ou seja, por sua interação com nuvens e precipitação. As partículas de aerossóis nucleiam gotículas, sendo incorporadas a estas já no processo inicial de formação da nuvem. Além disso, quando ocorre a chuva, as partículas abaixo da nuvem são removidas por impacto com as gotas de chuva, limpando a atmosfera.

O 4° relatório do IPCC (Solomon et al., 2007) apresentou estimativas de magnitude para a forçante radiativa de aerossóis (dividida nos efeitos direto e indireto¹). Além de ser uma forçante que resulta em resfriamento da atmosfera, sua barra de incerteza (principalmente para o chamado efeito indireto dos aerossóis) é a maior de todas. De fato, o efeito radiativo dos aerossóis nas nuvens pode ser desde muito pequeno, até atingir valores que confrontam o efeito da forçante do CO₂, por exemplo. Além disso, apesar do entendimento de que elevadas concentrações de aerossóis podem inibir a formação de chuva quente, ainda é bastante incerto o seu efeito sobre o campo total de precipitação (Rosenfeld et al., 2008), uma vez que a maior parte da chuva observada em superfície está associada a nuvens de fase mista. No caso do efeito dos aerossóis na precipitação devido às queimadas, Vendrasco et al. (2009) discutem um possível mecanismo dinâmico que explica os resultados contraditórios na literatura (aumento ou diminui

ção da precipitação) devido às queimadas. Estas são algumas das motivações para o grande interesse da comunidade científica no aumento do conhecimento do efeito dos aerossóis no clima.

Neste capítulo, em cada seção, é dada ênfase a um dos aspectos descritos nesta introdução. Na seção 6.2 é descrito o conhecimento atual sobre os aerossóis naturais. Na seção 6.3, são descritas as propriedades dos aerossóis de origem antrópica. Nas seções 6.4 são descritas as propriedades de aerossóis que são relevantes por seu papel como CCN e também como núcleos de gelo (IN, do inglês *Ice Nuclei*) e, nas seções 6.5 e 6.6, os seus efeitos nas propriedades micro e macroscópicas de nuvens quentes (sem formação de gelo) e frias e de fase mista (com presença de gelo). As seções 6.7 e 6.8 descrevem as consequências dessas alterações na circulação geral da atmosfera, bem como os desafios em se modelar e compreender tais fenômenos.

6.2 AEROSSÓIS DE FONTES NATURAIS NA AMÉRICA DO SUL E EM REGIÕES QUE POSSAM AFETÁ-LA

A importância de determinar corretamente a contribuição das fontes naturais para o balanço de partículas de aerossóis na atmosfera se insere num contexto científico maior: o de conhecer como a atmosfera funcionaria sem a contribuição de emissões antrópicas. Andreae (2007) assinala esta importância, particularmente quanto à magnitude da mudança climática, bem como as dificuldades inerentes de se obter tal estimativa.

Diversos experimentos realizados na região amazônica foram capazes de qualificar e quantificar de maneira bastante completa a composição do aerossol presente na atmosfera amazônica. As primeiras campanhas intensivas de medidas aconteceram nos anos 80, com os experimentos ABLE (*Amazonian Boundary Layer Experiment*) (Harriss *et al.*, 1988, 1990). Os resultados obtidos nestes experimentos motivaram a criação do experimento LBA (Experimento de Larga Escala da Biosfera Atmosfera da Amazônia) (Avissar e Nobre, 2002; Davidson e Artaxo, 2004), que consolidou um sólido corpo de conhecimentos científicos nesta área.

No território nacional, fora da bacia amazônica há poucos trabalhos relacionados a aerossóis de fontes naturais, sendo mais comuns os estudos focados em emissões de poluentes. Ainda que nestes trabalhos também seja possível determinar a fração do material particulado que corresponde à contribuição natural via análise multivariada, sua caracterização completa torna-se muito mais complicada. Por exemplo, Andrade *et al.* (2012) realizaram medidas empregando filtros em seis capitais brasileiras e determinaram que, por exemplo, na cidade de Recife (PE), cerca de 24% do material particulado fino é devido à presença de aerossol marinho e 8% devido à poeira de solo. Entretanto, variáveis importantes como distribuição de tamanho, papel como CCN e processos de nucleação relacionados à componente natural do aerossol atmosférico não podem ser corretamente determinadas, uma vez que em uma atmosfera urbana processos relativos à formação de aerossóis secundários ocorrem de maneira totalmente distinta daquela que ocorreria em uma atmosfera remota. Devido a esta limitação, esta seção irá focar nos estudos disponíveis para a região amazônica. Encerraremos a seção com indicações de regiões onde medidas de aerossóis naturais podem e devem ser realizadas.

A composição do aerossol natural na região amazônica pode ser observada durante a estação chuvosa, quando atividades relacionadas às queimadas são desprezíveis. A conclusão geral dos trabalhos focados na região é de que o aerossol natural amazônico é uma soma das contribuições

¹O efeito direto dos aerossóis corresponde ao espalhamento ou absorção de radiação de onda curta ou longa. O efeito indireto é o mecanismo pelo qual os aerossóis modificam as propriedades microfísicas das nuvens, com impactos sobre suas propriedades radiativas (especialmente o albedo, o que caracteriza o chamado 10 efeito indireto, efeito Twomey ou efeito no albedo), a cobertura total de nuvens e o seu ciclo de vida (20 efeito indireto, efeito Albrecht ou efeito no ciclo de vida)

do transporte de aerossol marinho para dentro do continente (4%), episódios de transporte de poeira do Saara (9%) e emissões biogênicas da vegetação (87%) (Pauliquevis et. al., 2012). Em termos de contribuição absoluta à massa do material particulado, as emissões biogênicas primárias são dominantes (Pauliquevis et al., 2012; Artaxo et al., 2002; Gilardoni et al., 2011).

Medidas realizadas por três anos na Amazônia Central (Pauliquevis et al., 2012) mostram que a massa total de aerossóis durante a estação chuvosa é dominada (74%) pela moda grossa, predominantemente por emissões biogênicas primárias. Tais emissões são devidas à própria vegetação, que contribui com fungos, esporos, pólen, fragmentos de folhas, etc. Da moda fina (26% da massa total), 45% corresponde à emissão biogênica, 17% poeira de solo e 38% composto de outra fonte de aerossóis biogênicos ainda mal estabelecida, mas que exerce papel importante na absorção de radiação (Pauliquevis et al., 2012). Esse comportamento óptico não ocorre com emissões biogênicas da fração grossa.

Nessa mesma região, de maneira geral as concentrações de partículas são muito baixas, da ordem de 200 cm⁻³ (e.g.: Martin *et al.*, 2010a, 2010b; Gunthe *et al.*, 2009; Artaxo *et al.*, 2002; Rizzo *et al.*, 2010; Ahlm *et al.*, 2010a, 2010b). A fração destas partículas que atua como CCN foi explorada por Roberts *et al.* (2001, 2002) e mais recentemente por Gunthe *et al.* (2009). Neste trabalho, os autores mostram que o parâmetro de higrospicidade² κ típico do aerossol natural amazônico está no intervalo 0,16 ⁺- 0,06, o que é muito abaixo da média mundial para regiões continentais (~0,4). Também mostra que o aerossol orgânico corresponde a 90% das partículas na moda de nucleação (d~50 nm) e 80% na moda de acumulação (d ~ 200 nm). Variações na higroscopicidade estão associadas ao aumento da fração de sulfato na atmosfera, elevando o seu valor (Chen *et al.*, 2009; Gunthe *et al.*, 2009).

Assim como as concentrações de partículas, as de CCN também foram muito baixas, variando entre 35 cm⁻³ até 160 cm⁻³ no intervalo de supersaturação 0,10% - 0,82%. Este resultado é importante, em particular, para fins de modelagem global do efeito indireto de aerossóis, uma vez que o emprego do valor médio de κ levaria a uma superestimativa da capacidade de nucleação de gotas do aerossol natural.

Martin et al. (2010a) e Chen et al. (2009) mostram que na porção submicrométrica os aerossóis orgânicos secundários (AOS) biogênicos compreendem a maior parte do número de partículas, ao invés de emissões primárias. Tais resultados também são corroborados por Ahlm et al. (2009) e Rizzo et al. (2010). Chen et al. (2009) também mostrou que a contribuição de AOS pode estar relacionada tanto com partículas originadas na bacia amazônica, como também devido ao transporte de larga escala. Por outro lado, partículas com diâmetro maior que 1 µm estão predominantemente associadas com emissões diretas da vegetação (Poschl et al., 2010; Martin et al., 2010a, 2010b). Esta conclusão é importante, pois como a fração submicrométrica domina a concentração de partículas, os mecanismos relacionados aos AOS são também os mais relevantes para a modulação da concentração de CCN na região.

Além de emissões biogênicas, a região amazônica também recebe episodicamente aerossóis de poeira do Saara quando condições meteorológicas favoráveis ao transporte em escala intercontinental se estabelecem. Diversos trabalhos documentaram este transporte tanto a partir de medidas in situ (Artaxo et al., 1990; Formenti et al., 2001; Prenni et al., 2009; Talbot et al., 1990) como por sensoriamento remoto (Baars et al., 2011; Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010; Kaufman et al., 2005). O papel dessas partículas no ecossistema amazônico ainda não é consensual. Há trabalhos que discutem seu papel na "fertilização" por fósforo, micronutriente crítico para o funcionamento do ecossistema. Bristow et al. (2010) sugere que a depressão de Bodelé, no Chade, pode ser a maior fonte individual de poeira mineral da Terra, exportando cerca de 6,5 Tg de Ferro e 0,12 Tg de Fósforo. Como o caminho preferencial dessa poeira passa pelo oceano Atlântico chegando até a América do Sul, parte desse particulado atinge a Amazônia, depositando quantias significativas deste micronutriente no ecossistema. Em longo prazo, este aporte pode ser crítico para a manutenção dos níveis mínimos de Fósforo para o funcionamento do ecossistema. Indo um pouco mais além, Mahowald et al. (2005) mostra a partir de medidas in situ e de modelagem que quantias significativas de fósforo são exportadas para outras regiões carregadas com as plumas de queimadas. Este montante de fósforo é, então, depositado em outros lugares e, irremediavelmente, perdido pelo ecossistema. O impacto destas perdas para o ecossistema é uma questão em aberto.

Além deste papel, Prenni et al. (2009) mostrou que episódios de transporte de poeira do Saara para a Amazônia estão relacionados também com aumento da concentração de IN, ou seja, a fração das partículas de aerossol que são responsáveis por nuclear gelo dentro das nuvens. Mais medidas são necessárias neste sentido, dada a completa escassez de observações de IN tanto em escala nacional como mundial. Os potenciais efeitos desse tipo de transporte para as nuvens da região também é uma questão em aberto.

Para ampliar o conhecimento do papel das emissões naturais sobre o campo de aerossóis no território brasileiro, é necessário realizar estudos sobre outros biomas, além do amazônico. Isto inclui regiões oceânicas próximas (que influenciam o campo de aerossóis via transporte para a costa brasileira), o interior do Nordeste (possivelmente influenciado por emissões biogênicas da caatinga e poeira de solo regional), o Pantanal Mato-Grossense e os refúgios de Mata Atlântica ainda existentes, para as quais há uma grande lacuna de medidas. Emissões vulcânicas de países vizinhos eventualmente alcançam o território nacional, podendo influenciar a composição do aerossol observado e merecem mais estudos para determinar sua real influência.

6.3 FONTES ANTRÓPICAS: AEROSSÓIS DE QUEIMADAS E POLUIÇÃO URBANA

6.3.1 VISÃO GERAL DAS EMISSÕES ANTRÓPICAS NO BRASIL

No Brasil, as principais fontes antrópicas de gases de efeito estufa estão relacionadas às mudanças de uso da terra. Durante a estação seca, as queimadas constituem a principal fonte de partículas de aerossol para a atmosfera de vastas áreas do Brasil, particularmente sobre o arco do desflorestamento na região amazônica e áreas de cultivo de cana-de-açúcar. De acordo com o Inventário Brasileiro de Emissões de Gases de Efeito Estufa (MCT, 2013) em 1994, cerca de 75% das emissões de CO₂ estavam relacionadas a este setor. Sabe-se que a parte predominante destas emissões ocorria no Arco do Desflorestamento na Amazônia, onde a conversão de florestas em áreas agrícolas ou de pastoreio acontece a taxas elevadas. Não há menção às emissões de partículas de aerossóis no Inventário. Entretanto, sabe-se que no caso de queimadas esta grande emissão de CO_2 está fortemente vinculada a emissões de partículas (Yamasoe *et al.*, 2000), com fatores de emissão bem determinados. Soma-se a isso a grande quantidade de biomassa envolvida nas queimadas quando se trata da região amazônica (da ordem de 200-400 ton ha⁻¹) e a extensão das plumas de queimada, que alcança a escala continental, conforme evidências a bordo de sensores orbitais (Freitas *et al.*, 2005^a, 2005b, 2009).

Yokelson et al. (2008) estima que para a região amazônica o fator de emissão médio para partículas com tamanho menor que 2,5 μ m é de 8 Tg ano⁻¹ e para partículas com tamanho menor que 10 μ m é da ordem de 10 Tg ano-1. Ainda que em anos recentes tenha sido observada uma redução nas taxas de desmatamento (INPE, 2008; Koren et al., 2007), é certo que as queimadas na Amazônia são ainda a principal fonte antrópica de partículas de aerossol em escala continental na América do Sul e no Brasil. Em menor escala, mas com importante impacto no clima regional, também ocorrem queimadas nas culturas de cana de açúcar (Lara et al., 2005; Vendrasco et al., 2005).

A importância das queimadas feitas na região amazônica pode ser observada através da Figura 6.1, referente ao ano de 2010. À esquerda, é mostrado o número total de focos de queimada no ano de 2010 e, à direita, a profundidade óptica de aerossóis (AOD, 1 = 550 nm), obtida pelo sensor MODIS. Pode-se observar que, ainda que a maior concentração de focos ocorra no estado do Tocantins, leste do Mato Grosso, sudeste do Pará, com quantias importantes de focos no Paraguai, Bolívia, e São Paulo (porções leste e norte), os maiores índices de AOD ocorreram sobre Rondônia e Mato Grosso, além da Bolívia. Essa discrepância é explicada pelo diferente conteúdo de biomassa queimada.

² A higroscopicidade é uma medida da afinidade do aerossol com a água. Quanto maior a higroscopicidade, maior a habilidade da partícula em nuclear uma gota de nuvem.

De fato, o impacto da queima de biomassa de floresta primária na Amazônia é muito maior do que em outros tipos de vegetação como cerrado ou culturas agrícolas.



Como pode ser deduzido pela mesma Figura 6.1 (acima a direita), as plumas de fumaça podem se estender por centenas a milhares de quilômetros de distância dos focos emissores, podendo atingir regiões ainda com vegetação intacta ao norte, a Cordilheira dos Andes, a oeste, as porções sul e sudeste da América do Sul, passando, por exemplo, sobre Buenos Aires, na Argentina, e o oceano Atlântico, com vários episódios de detecção sobre a cidade de São Paulo (Freitas et al., 2005a, 2009; Landulfo et al., 2005). Esta extensão de cobertura da pluma de queimadas está associada com o padrão de ventos. Com a alta pressão que se estabelece na região do Brasil Central na estação seca, o caminho preferencial das plumas é no sentido anti-horário, seguindo o jato de baixos à leste da cordilheira dos Andes. Isto é o que se pode ver na figura na parte inferior da figura 6.1 (Freitas et. al., 2012).
Por outro lado, há uma importante contribuição de emissões situadas em regiões urbanas, fruto principalmente de emissões veiculares. Ainda que não sejam majoritárias no conteúdo total de emissões, as partículas de aerossol das emissões urbanas exercem papel importante no clima urbano e na saúde pública das metrópoles brasileiras (e.g: Andrade et al., 2012).

6.3.2 VALORES TÍPICOS DE CONCENTRAÇÃO DE MATERIAL PARTICULADO

A Tabela 6.1 mostra valores médios de concentração de material particulado inalável (PM10) e fino (PM2.5) em regiões influenciadas por queimadas e por emissões urbanas. Pode-se observar que a maior concentração de material particulado (tanto PM2.5 quanto PM10) ocorre nas regiões impactadas por queimadas, em Rondônia e Alta Floresta durante o período seco, quando a concentração média foi maior que o dobro do observado em São Paulo, a cidade com a maior frota veicular do País. Por outro lado, a porcentagem de *Black Carbon*, que corresponde a fração dos aerossóis associada a processos de combustão³ foi maior nas regiões urbanas.

Tabela 6.1. Concentração média, em µg/m3, de material particulado inalável, fino e BC medidos em seis capitais brasileiras de 2007 a 2008, e em áreas sujeitas a queimadas com a contribuição relativa de BC no PM2.5.

	PM10	PM2.5	BC _{<2.5}	%BC
São Paulo	34 +- 5 ^{°1} ,	28 +- 14 ^b	11 +- 6	38 +- 14
Rio de Janeiro	45 ⁺ - 18 ^{a2}	17 +- 11 ^b	3,4 +- 2,5	20 +- 7
B. Horizonte	20 ⁺ - 4 ^{a2}	15 ⁺ - 8 ^b	4,5 +- 3,3	31 ⁺ - 13
Curitiba	28 ⁺ - 8 ^{a2}	14 ⁺ - 10 ^b	4 +- 4	30 +- 11
Porto Alegre	29 +- 7°2	13 +- 10 ^b	5 +- 4	26 +- 11
Recife	N/A	7 +- 3 ^b	1,9 +- 1,1	26 +- 12
Rondônia ^c (estação seca)	83 +- 64	67 +- 55	7 +- 6	11 +- 2
Alta Floresta ^d (estação seca)	37 ⁺ - 25 ^{xx}	63 +- 55	8 +- 6	

^{a1}CETESB (2011); ref. ano 2009

^{a2} Instituto de Energia e Meio Ambiente (2014) 1º Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil (ref. ano 2009)

^bAndrade et al. (2012)

^cArtaxo et al. (2002)

^dMaenhaut et al. (2002) [∞]inclui apenas fração grossa

Estudos aplicando análise multivariada a estas bases de dados conseguiram avaliar a contribuição de diversas fontes de material particulado para o seu conteúdo total na atmosfera. A Figura 6.2 mostra resultados dessa análise para regiões urbanas e impactadas por queimadas para o particulado fino. As emissões veiculares somadas às partículas de origem crustal (devidas à ressuspensão de poeira)

³O Black Carbon, que em português tem diversos nomes (p.ex. "negro de fumo", ou "carbono negro") é a fração do material particulado que tem a propriedade de ser forte absorvedor de radiação. Corresponde a chamada *fuligem*, e tipicamente é associada a processos de combustão como motores a combustão e queima de biomassa.

são a contribuição majoritária em áreas urbanas. Nas cidades litorâneas, entretanto, parte importante do particulado recebe contribuição (natural) do spray marinho. Com relação a regiões impactadas por emissões intensas de queimadas, pode-se observar que o estudo conduzido em Alta Floresta (MT) nos anos de 1996-1997 por Maenhaut et al. (2002) indicava que 70% do material particulado fino foi devido às queimadas durante o período seco. A contribuição da fonte "solo" também é significativa e está associada à própria turbulência gerada pela queimada, que atua no sentido de levantar particulado de solo. No ambiente urbano, esta mesma porcentagem do material particulado fino (cerca de 70%) se deve às emissões veiculares (Castanho et al., 2001; Andrade et al., 2012).

Pode-se observar também na Tabela 6.1 que a concentração de *Black Carbon* não é muito diferente quando se compara regiões urbanas com áreas na Amazônia sujeitas às emissões de queimadas, ainda que o total de PM10 e PM2.5 seja muito diferente. Essa similaridade está relacionada ao tipo de processo de combustão. Nas cidades, a maior parte do *Black Carbon* está associada com veículos movidos a diesel, enquanto no caso de queimadas a origem é a queima de biomassa. Estes dois processos de combustão ocorrem em temperaturas muito diferentes, sendo muito maiores, no caso dos motores a diesel. Assim, enquanto nas emissões de queimadas há uma porcentagem alta (~80%) do material particulado que é de carbono orgânico (Artaxo et al., 2002), em áreas urbanas essa fração é muito menor.

Majoritariamente, tanto nas regiões urbanas como sob influência de queimadas, ocorre um acréscimo significativo na massa de particulado na moda fina. A consequência disso é um impacto grande no aumento da incidência de doenças respiratórias. Aliado a isto, o particulado fino tem tempo de residência mais elevado, o que torna eficiente seu transporte a distâncias muito grandes da sua fonte. Em particular, no caso de queimadas, as plumas oriundas da queima de biomassa na Amazônia atingem porções significativas da América do Sul, tendo um grande efeito na forçante radiativa direta e indireta (vide capítulo 7). Além disso, como parte significativa do material particulado ocorre na forma de *Black Carbon*, quando em suspensão esta pluma tem a capacidade de aquecer os níveis médios da troposfera gerando estabilidade atmosférica e inibição da convecção rasa (Koren *et al.*, 2004; Feingold *et al.*, 2005).



Figura 6.2. Contribuição percentual de cada fonte de particulado fino para o total da massa de aerossóis em 5 capitais brasileiras (Andrade et al., 2012) e em Alta Floresta (MT) (Maenhaut et al., 2002), região impactada por queimada.

6.3.3 CONCENTRAÇÃO DE PARTÍCULAS

Enquanto do ponto de vista de incidência de problemas de saúde na população deve-se considerar a massa do material particulado como o indicador mais adequado, no caso do efeito dos aerossóis em nuvens a concentração (número) de partículas na atmosfera é o valor mais relevante. Isto se deve ao fato de que para a formação de uma gota de nuvem deve haver uma partícula de aerossol aonde o vapor de água possa se depositar. Assim, considerando a hipótese de que a quantia de vapor na atmosfera seja a mesma, o número de gotas na base de uma nuvem será muito maior se ela se formar a partir de uma massa de ar poluída do que quando comparada com uma massa de ar limpa. Consequentemente, o raio efetivo da distribuição de gotas na base destas duas nuvens hipotetizadas acima será muito diferente – devido à suposição de que o conteúdo de vapor se conserva.

Medidas realizadas na bacia amazônica durante o experimento LBA/SMOCC (Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate) 2002 (Fuzzi et al., 2007) em região de pastagem em Rondônia cobriram um período com intensa atividade de queimadas (setembro), transição (outubro) e o início da estação chuvosa (novembro). Rissler et al. (2006) obteve medidas *in situ* da distribuição de tamanho de partículas, apresentada na Figura 6.3. Pode-se notar claramente o grande aumento no número de partículas no período seco em função das queimadas. Observa-se também que esse grande aumento no número de partículas de aerossol já tem significativa capacidade de atuar como CCN. Como parâmetro de comparação, o número médio de partículas em região remota da Amazônia reportado por Zhou et al. (2002) é de 450 cm⁻³.



Período	Concentração média (cm ⁻³)
Seco	5260
Transição	3270
Chuvoso	1242

Figura 6.3. Distribuição de tamanho de partículas em diferentes condições, verificadas durante o experimento LBA-SMOCC. Ver texto para detalhes.

Em áreas urbanas, no Brasil, não há trabalhos que reportem medidas de concentração de partículas. É importante que tal tipo de medida seja realizada para que seja possível criar estimativas da influência das emissões urbanas na microfísica de nuvens.

6.4 INTERAÇÃO AEROSSÓIS-NUVENS: AEROSSÓIS COMO CN, CCN E IN

O papel dos aerossóis no balanço de energia do sistema Terra-Atmosfera é normalmente classificado como efeito direto e indireto, sendo o primeiro dado pela interação direta com a radiação (absorção e espalhamento) e o segundo através da modificação das propriedades microfísicas e, por consequência, na dimensão e no ciclo de vida das nuvens. Neste último caso, um parâmetro chave é o número de partículas de aerossol com capacidade de atuar como CCN e IN. Existe ainda um terceiro efeito dos aerossóis, comumente denominado de "semi-direto". Este efeito consiste na absorção de radiação pelos aerossóis troposféricos, tendo como consequência o aquecimento da camada na qual se encontram. Consequentemente, tais efeitos alteram a condição de estabilidade atmosférica, influenciando a formação das nuvens (Hansen *et al.*, 1997). Conforme já explicitado no texto, este efeito ainda é bastante incerto com relação à sua magnitude e mesmo com relação ao sinal de sua forçante radiativa, os efeitos indiretos dos aerossóis têm papel relevante no ciclo hidrológico e no balanço de energia no sistema Terra-Atmosfera. Dessa forma, quando originário das atividades humanas, esse papel exercido pelos aerossóis torna-se mais relevante ainda, razão pela qual diversos projetos de pesquisa se propõem à sua caracterização e ao estudo de suas propriedades físico-químicas. Nesta seção, serão apresentados resultados de estudos realizados na América do Sul investigando o papel dos aerossóis como CCN e, quando possível, como IN.

O primeiro efeito indireto dos aerossóis se caracteriza pelo aumento na concentração de CCN, e por consequência gotículas de nuvem, para um conteúdo de água líquida mantido fixo. Neste caso, gotículas menores e em maior número aumentam a refletividade das nuvens, efeito estudado inicialmente por Twomey (1977), e que ganhou seu nome. O segundo efeito indireto, estudado inicialmente por Albrecht (1989), se refere ao efeito causado pela maior concentração de gotículas sobre a estrutura de desenvolvimento da precipitação. Neste caso, gotículas menores tem menor chance de colidir entre si e, assim, evoluírem para a precipitação. Desta forma, o tempo de vida da nuvem é estendido, assim também como sua dimensão e conteúdo de água líquida. A conseqüência destes acréscimos é uma maior reflexão da radiação incidente, pois a nuvem se torna mais brilhante (pelo maior número de gotas) e pelo maior tempo do seu ciclo de vida. Ambos são efeitos que contribuem para o resfriamento do planeta.

A maioria dos estudos das propriedades dos CCN e das nuvens na América do Sul se concentram na Região Amazônica (e, em menor extensão, sobre o Nordeste). Constituem-se em trabalhos focando análise de dados de satélite e, em menor número, campanhas intensivas de medidas de campo. Além disso, trata-se de conhecimento recente, portanto insuficientemente aprofundado.

Kaufman e Fraser (1997) observaram, com base em dados do sensor AVHRR, sobre a bacia amazônica, significativa anti-correlação entre espessura ótica dos aerossóis (AOT) e cobertura de nuvens, mas com valores inferiores ao previsto por modelos. Por outro lado, Reid *et al.* (1999), com base em medidas por avião, não observaram relação significativa entre AOT e cobertura de nuvens.

Mais recentemente, Koren *et al.* (2004), ao investigar a relação entre propriedades de nuvens e AOD na bacia amazônica durante o período de seca (e, portanto, sob intensa atividade de queimadas), observaram que para valores de AOT acima de 0,4 o aumento na concentração de aerossóis estava correlacionado com a redução da fração de cobertura de nuvens. Em um estudo numérico subseqüente, Feingold *et al.*, (2005) concluíram que o efeito dominante para induzir esta redução na fração de nuvens foi a maior estabilidade atmosférica, que é consequência do aquecimento da camada de aerossóis devido a estes terem papel importante na absorção de radiação de onda curta.

Segundo Roberts et al. (2001, 2002), em regiões remotas da bacia amazônica, de floresta preservada, a concentração de CCN pode ser muito baixa. Nesse caso, qualquer aumento na concentração de CCN pode ter um impacto muito mais relevante na microfísica de nuvens do que sobre regiões já influenciadas por emissões antrópicas de partículas de aerossóis.

Kawamoto e Nakajima (2003), com base nos horários que os satélites NOAA-9 e NOAA-11 cruzam o equador, encontraram certo decréscimo no valor do raio efetivo das gotículas à medida que se avança no ciclo diurno. Observaram ainda que o decréscimo do raio efetivo é mais acentuado sobre os oceanos que sobre os continentes. Os autores sugerem que este decréscimo no raio efetivo pode estar associado ao aumento na concentração de aerossóis devido às atividades antrópicas. O fato de o decréscimo observado ser mais pronunciado sobre os oceanos seria uma conseqüência de as nuvens oceânicas apresentarem maior sensibilidade à poluição do que as continentais, que por sua vez já estariam saturadas de aerossóis. Ao mesmo tempo, os autores encontraram que a maior variação sazonal dos efeitos dos aerossóis está associada à região amazônica, apresentando maior raio efetivo durante a estação chuvosa (em torno de janeiro) e menor na estação seca (em torno de julho) quando comparada ao leste asiático.

De acordo com Koren *et al.* (2004), imagens de satélite da floresta amazônica raramente mostram fumaça e nuvens de cúmulos rasos simultaneamente. Em seu trabalho, o autor usa dados do MODIS-A-QUA para avaliar o impacto da fumaça das queimadas na formação das nuvens durante a estação seca da região amazônica (agosto-setembro de 2002). Esse impacto é obtido através do cálculo da fração de cobertura de nuvens em função da espessura ótica dos aerossóis. Na região de estudo predominam nuvens identificadas pelo autor como cúmulos espalhados (cúmulos da camada limite). Costumam se formar no período matutino sobre o leste da região amazônica chegando a cobrir extensa área por volta do meio dia. O diâmetro típico dessas nuvens é de 2 a 3 km com uma refletância média em torno de 0,35 para a faixa visível do espectro solar. Ainda, segundo Koren *et al.* (2004), a redução da cobertura de nuvens devido à presença da fumaça significa menos radiação sendo refletida para o espaço e mais radiação sendo absorvida pela superfície, resultando em aquecimento. Em uma simulação numérica para uma pequena área da região amazônica, com 40% de cobertura de nuvens, os autores estimaram que as nuvens refletem 36 W m⁻², enquanto que se a atmosfera fosse preenchida por fumaça (e sem nuvens) a reflexão passaria a ser de 28 W m⁻², mostrando que os aerossóis, além de poder resfriar a superfície do planeta, também contribuem para o seu aquecimento através do efeito semi-direto.

Martins et. al., (2009) observou alguma evidência do possível efeito semi-direto dos aerossóis em suprimir a convecção, conforme sugerido por Koren *et al.* (2004). O resultado reforça o fato de que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode estar diretamente associado a um aumento simultâneo na concentração de partículas de carbono inorgânico que, por sua vez, podem impedir o desenvolvimento das nuvens. Se as partículas de carbono elementar e os CCN estão espacialmente correlacionados, isso significa que, à luz do conhecimento atual sobre os efeitos indireto primário e semi-direto, existe uma competição entre estes efeitos no contexto da queima de biomassa, um dos quais contribuindo para o aumento na refletividade das nuvens (CCN) e o outro para a diminuição através da redução na cobertura de nuvens (carbono elementar).

Andreae et al. (2004) realizaram medidas com aeronaves de parâmetros microfísicos na Amazônia em nuvens formadas sob condição de atmosfera limpa e sob influência de grandes quantidades de aerossóis originados de queimadas (os denominados pirocumulus). Os autores observaram que, no caso da nuvem formada sob condição poluída, o diâmetro médio das gotículas crescia muito lentamente com a altitude, mostrando que a alta concentração de aerossóis inibiu os processos de colisão e coalescência através da drástica redução no tamanho das gotas.

Martins et. al., (2009), a partir de medidas com aeronave, estudaram as propriedades dos CCN na Região Amazônica, comparando regiões limpas e regiões sob intensa atividade de queima de biomassa. Observou-se um decréscimo generalizado na concentração de CCN desde o final da estação seca até o início da estação chuvosa. A comparação entre dias poluídos e dias limpos mostra uma concentração de CCN pelo menos cinco vezes maior para os dias poluídos. Diferenças ainda maiores foram observadas guando áreas limpas e poluídas foram comparadas para uma mesma data. Valores médios de concentrações menores que 200 cm⁻³ para as regiões limpas e maiores que 1200 cm⁻³ para as regiões poluídas foram registrados. Os valores não incluem medidas realizadas diretamente sobre os focos de queimada. Observou-se ainda que a concentração de CCN segue um ciclo diurno acompanhando a queima de biomassa, ou seja, os valores se apresentaram maiores à medida que os voos foram realizados em horários mais tardios. As diferenças observadas entre os espectros de CCN de condições limpas e poluídas indicaram que a atividade de queima de biomassa é mais eficiente em produzir, principalmente, partículas pequenas e com pequena fração solúvel. Por sua vez, Pöschl et al. (2010) mostraram que partículas finas, faixa em que predominam os CCN, são predominantemente compostas de material orgânico secundário formado pela oxidação de precursores biogênicos, enquanto que partículas grossas, importantes nucleadores de gelo, consistem de material biológico emitido diretamente pela floresta. Ainda muito limitada é a compreensão acerca da ocorrência, concentrações típicas, composição química de CCN gigantes (d > 10μ m)(GCCN, do inglês giant cloud condensation nuclei) e IN. Os primeiros, como apontado por Yin et al. (2000) e Costa e Sherwood (2005) e discutido em maior detalhe na seção seguinte, aparentemente podem exercer um papel de se contraposição parcial à inibição da formação da chuva quente em ambientes poluídos, a depender das condições dinâmicas e termodinâmicas de desenvolvimento da nuvem.

6.5 MICROFÍSICA DE NUVENS E PRECIPITAÇÃO NA FASE QUENTE

Os chamados efeitos indiretos dos aerossóis constituem os mecanismos através dos quais estes modificam a microestrutura das nuvens, com consequências para suas propriedades radiativas e seu ciclo de vida. Os mais bem conhecidos são o 1° efeito indireto dos aerossóis ou "efeito Twomey" (Twomey, 1977; Ramaswamy et al., 2001; Lohmann e Feichter, 2005), que consiste na modificação do albedo das nuvens ao se modificar o campo de aerossóis e nas alterações na duração do seu ciclo de vida e em sua extensão – 2° efeito indireto dos aerossóis ou "efeito Albrecht" (Albretcht, 1989). No 4o relatório do *IPCC*, os mesmos são referenciados, respectivamente, como o "efeito no albedo das nuvens" e como o "efeito no tempo de vida das nuvens" (Forster, 2007).

A América do Sul, com destaque para a Amazônia, na qual a queima de biomassa é um fator marcante do ciclo sazonal das emissões de aerossóis oferece exemplos dramáticos do potencial de modificação da microestrutura das nuvens e da precipitação resultante da ação humana. Foi particularmente investigada, via experimentos de campo e estudos de modelagem, a influência sobre as chamadas "nuvens quentes", isto é, aquelas formadas exclusivamente por hidrometeoros de fase líquida (gotículas de nuvem e gotas de chuva).

Petersen *et al.* (2002) observaram que durante a estação chuvosa da Região Amazônica diferenças nas propriedades microfísicas das nuvens dependem dos regimes de ventos. Durante a estação seca a atmosfera evolui para um quadro mais complexo, visto que a atividade de queimada injeta uma surpreendente quantidade de aerossóis e gases que interagem com o processo de precipitação. De fato, sobre a Amazônia, como indicado por Costa e Pauliquevis (2009), existe uma enorme diferença entre as concentrações de gotículas encontradas durante os meses de setembro e outubro sobre os estados de Rondônia e Mato Grosso e aquelas encontradas sobre o Oeste do estado do Amazonas, no mesmo período (Andreae *et al.*, 2004), e sobre várias localidades, incluindo Rondônia, no período chuvoso (Stith *et al.*, 2002; Santos *et al.*, 2002), variando de poucas centenas por centímetro cúbico a mais de 3000 cm⁻³.

Jones e Christopher (2010), usando a técnica de análise das componentes principais aplicada aos dados do MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission) e produtos de reanálises do NCEP, estudaram as propriedades estatísticas da interação aerossóis-nuvens-precipitação sobre a América do Sul em busca de indicativos do efeito indireto dos aerossóis sobre os processos associados a nuvens quentes. Os dados foram coletados durante o período seco da região amazônica (setembro de 2006), época em que a espessura ótica dos aerossóis (AOT) produz valores acima de 1.0 para extensas áreas da América do Sul, não se restringindo à região amazônica. Os autores trabalharam com a hipótese de que se os efeitos indiretos (e também o semi-direto) se manifestarem, em condições poluídas, como conseqüência da redução nos processos de colisão e coalescência ou aumento na estabilidade, deveria haver uma diminuição na precipitação estratiforme em comparação com condições mais limpas no mesmo ambiente. Comparando amostras sem chuva, com chuva e com chuva intensa (>5 mm h⁻³), concluíram, porém, que as condições atmosféricas de maior escala são mais importantes para o desenvolvimento da precipitação do que a concentração de aerossóis. Os resultados de Williams et al. (2002) sugerem que a ausência de distinção entre os parâmetros elétricos dos regimes poluído e limpo na bacia amazônica, coloca em dúvida o papel dos aerossóis na intensificação da eletrização de nuvens e reforçam a idéia de um papel preponderante da dinâmica.

Por outro lado, Williams et al. (2002) também demonstram que, durante o período poluído, no começo de outubro, observaram-se evidências do papel dos aerossóis em suprimir a formação de chuva quente. Com efeito, a tese da inibição da chuva quente em associação com queimadas tem sido sucessivamente verificada.

Andreae *et al.* (2004) sugerem que a fumaça produzida a partir das queimadas na Amazônia produz efeitos significativos sobre a microestrutura das nuvens, com uma redução dramática no diâmetro médio das gotículas, inibindo a colisão-coalescência. As estimativas dos autores são de que em nuvens convectivas, dinâmica e termodinamicamente similares, a iniciação da precipitação deixa de ocorrer a cerca de 1,5 km acima de sua base (como em nuvens marítimas) e passa a ocorrer a 5 km em nuvens poluídas ou ainda mais acima em pirocúmulos. Esta noção é corroborada tanto por Freud *et al.* (2008) que discutem que há um aumento consistente em cerca de 350 m na altitude sobre a base da nuvem na qual a colisão-coalescência dispara a formação de chuva quente para cada 100 núcleos de condensação (a uma supersaturação de 0,5%) adicionados por cm³. Indícios no mesmo sentido são apresentados por Costa e Pauliquevis (2009), cujos resultados apontam para altitudes de chuva quente (isto é, a altitude em que o processo de formação de chuva quente se inicia) indo de 1200-2300 m em ambientes marítimos e costeiros a 5400-7100 m em ambientes influenciados por queimadas (Figura 6.4), assim como por Costa e Sherwood (2005) que sugerem uma relação praticamente linear entre a profundidade de chuva quente (diferença entre a altitude de chuva quente e a altura da base da nuvem) e a concentração de gotículas, pelo menos até valores de ordem de 3000 cm⁻³.



Figura 6.4. Altitude de chuva quente e altitude da base da nuvem (em m) como função da concentração média de gotículas (em cm⁻³). Os vários regimes de microfísica de nuvens aparecem representados por cores diferentes: marítimo (azul), costeiro (ciano), "oceano verde" (verde), poluído (vermelho) e transição (laranja). A profundidade de chuva quente (h) é indicada pela distância vertical entre a base da nuvem e o nível de formação da chuva quente (Costa e Pauliquevis, 2009).

Há várias possíveis implicações para essa variabilidade, além do aumento do albedo das nuvens e alterações na duração do seu ciclo de vida e extensão. Uma vez que menos material condensado é convertido em precipitação no estágio inicial de desenvolvimento da nuvem convectiva e mais água líquida permanece disponível para ser convertida em gelo, com a correspondente liberação de calor latente em mais altos níveis, é possível que o próprio perfil de aquecimento convectivo seja modificado (Rosenfeld, 2006). Vale a pena frisar que há uma discussão em torno da inibição da convecção associada aos efeitos radiativos dos aerossóis de queimadas (que tendem a estabilizar a camada-limite), mas que há indícios apontados por Andreae et al. (2004) de que os efeitos microfísicos podem compensar a supressão radiativa e produzir nuvens convectivas mais vigorosas do que as observadas em ambientes limpos.

Entretanto, é reconhecido que o papel dos aerossóis sobre o campo de nuvens vai bem além da inibição dos processos de coalescência. Lin *et al.* (2006) estudou dados de satélite para avaliar os potenciais efeitos dos aerossóis de queima de biomassa sobre a precipitação, propriedades de nuvens

e balanço radiativo na região amazônica, para os meses de agosto e outubro de 2000 e 2003, correspondendo à estação seca. Os resultados indicaram que uma profundidade ótica elevada está associada com o aumento na precipitação em ambos os anos estudados. Com o aumento da profundidade ótica, a cobertura de nuvens aumentou de forma significativa enquanto que a temperatura/pressão do topo das nuvens diminuiu, sugerindo topo de nuvens mais elevado. Os resultados são coerentes com efeitos dinâmicos dos aerossóis em intensificar a convecção produzindo nuvens mais altas, com maior cobertura e precipitação mais intensa.

Feingold *et al.* (2005), com base em simulações da interação entre aerossóis de queimada e nuvem, estudaram a importância relativa de vários fatores responsáveis pela supressão da formação de nuvens na região amazônica. Os autores concluíram que a distribuição vertical dos aerossóis é crucial para determinar o quanto a nebulosidade pode ser reduzida. Partículas emitidas na superfície podem reduzir ou aumentar a nebulosidade enquanto que partículas residindo na camada de formação de nuvens inibem a formação destas. Por outro lado, a redução nos fluxos de calor sensível e latente, devido à queima de biomassa pode, por si só, reduzir a nebulosidade.

Outro aspecto importante a ser considerado, além da concentração de gotículas, é a variabilidade na forma de sua distribuição, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem dos processos de nuvens. Costa et al. (2000a) discutiram a possibilidade de representação de distribuições de gotículas observadas por funções analíticas, o que permitiria simular processos em nuvens por meio de parametrizações de microfísica "totalizada" (ou bulk). Os autores encontraram que essas distribuições só podem ser representadas com um mínimo de adequação por funções analíticas que contenham dois ou mais parâmetros livres, com destaque para as distribuições de Weibull e gama (casos particulares da distribuição gama generalizada, e.g. Liu e Daum 2004) e lognormal. Ao contrário do que é tipicamente admitido, porém, não é possível representar, com um mesmo parâmetro de forma, espectros de gotículas em nuvens formadas em diferentes ambientes ou mesmo espectros de gotículas em regiões diferentes da mesma nuvem ou em estágios diferentes do seu ciclo de vida. Costa et al. (2000a) chegam a discutir o papel exercido por processos como o crescimento condensacional e a mistura de parcelas sobre a forma do espectro (e as implicações disso sobre a modelagem). Santos et al. (2002), por sua vez, apontam o papel potencialmente exercido por processos de mistura em nuvens cúmulos na configuração de regiões com diferentes propriedades (uniformes ou variáveis com respeito à concentração de gotículas e à forma do espectro).

Costa e Pauliquevis (2009) mostraram que há diferenças significativas na forma da distribuição do tamanho de gotas encontrado em ambientes distintos. Sobre o Oceano Atlântico e próximo à costa, espectros largos estão presentes, com um crescimento rápido do diâmetro modal, acompanhando concentrações mais reduzidas de gotículas. Espectros observados sobre o oeste da Amazônia mostram um alargamento do espectro de gotículas similar às condições marítimas. Partículas gigantes aparentemente não exercem nenhum papel significativo em massas de ar marítimas, uma vez que as partículas com dimensões de gotas de chuva aparentemente surgem diretamente da "cauda" do espectro de gotículas. Em contraste, espectros mais estreitos predominam em ambientes poluídos, com uma tendência à ocorrência de bimodalidade nas distribuições em massa. Os reduzidos valores de diâmetro modal indicam uma significativa inibição do desenvolvimento de "chuva quente" (como anteriormente apontado por diversos autores como Andreae et al., 2004)

Espectros de gotículas de áreas limpas e poluídas também foram estudados por Martins e Silva Dias (2009), desta vez sobre a Amazônia, e se mostraram completamente diferentes dependendo das condições do ambiente (limpo ou poluído). Distribuições estreitas eram mais frequentes no ambiente influenciado pela queima de biomassa, enquanto distribuições mais largas predominavam num ambiente limpo. Os resultados sugerem ainda que o aumento na concentração de CCN a partir da queima de biomassa pode causar um efeito adicional de inibição do processo de coalescência, através da diminuição na dispersão relativa. Considerando que a disponibilidade de vapor é limitada durante a estação seca o efeito na dispersão pode ser maior na Região Amazônica que em outras localidades poluídas. A variabilidade significativa da forma do espectro de gotículas emr elação ao campo de CCN e dos processos de condensação, colisão–coalescência e mistura evidenciam a importância da incerteza em torno dessa variável e também uma limitação intrínseca das parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), que é a dificuldade de representação realista da evolução das distribuições de hidrometeoros (mesmo considerando o possível uso de parametrizações em que a forma do espectro não seja constante).

Finalmente, é importante ressaltar que além da análise de dados de experimentos de campo e satélite, estudos de modelagem também têm contribuído para o estudo do efeito de aerossóis na microfísica de nuvens. Num desses estudos, Costa e Sherwood (2005) utilizaram um modelo de parcela com microfísica detalhada para investigar a importância de vários processos na iniciação da precipitação na fase quente usando dados do LBA-SMOCC-EMfiN (Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazônia – Smoke Aerosols, Clouds, Rainfall and Climate – Experimento de Microfísica de Nuvens, Costa et. al., 2002; Andreae et. al., 2004; Freud et al., 2008; Martins e Silva Dias, 2009; Costa e Pauliquevis, 2009). Os mesmos concluíram que, em ambientes poluídos, a ocorrência de CCN gigantes pode se contrapor parcialmente à inibição da colisão-coalescência associada às grandes concentrações de gotículas, ao se constituírem em embriões de precipitação. Ao mesmo tempo, demonstraram que a velocidade terminal e a umidade no ambiente podem ser fatores críticos na determinação da chamada "altitude de chuva quente" e que, portanto, alterações na microfísica de nuvens promovidas pela introdução de grandes quantidades de aerossóis de origem antrópica são dependentes de fatores dinâmicos e termodinâmicos, o que é corroborado pelo estudo de Jones e Cristopher (2010). Estudos de modelagem tridimensional usando processos microfisicos simplificados foram realizados por Martins et. al., (2009). Seus resultados indicaram que a quantidade média de "água de nuvem" (isto é, não precipitante) integrada na grade é praticamente a mesma para cenários limpos e poluídos, mas que a "água de nuvem" está muito mais dispersa em condições limpas, enquanto que houve redução de "água de chuva" (isto é, precipitante) nos cenários de maior poluição, indicando uma maior eficiência de conversão de água de nuvem em água de chuva em condições limpas. Com relação ao total de precipitação, estes autores verificaram que, em média, em suas simulações, chove mais e de forma mais dispersa para uma baixa concentração de CCN, mas que, em contrapartida, os maiores picos de precipitação e velocidade ascendentes significativamente maiores foram encontrados em cenários poluídos.

6.6 MICROFÍSICA DE NUVENS DE FASE FRIA E MISTA

Menos estudado do que a influência que as alterações antrópicas sobre o campo de aerossóis exercem sobre "nuvens quentes" (isto é, que contêm apenas material condensado na fase líquida) é o papel que das alterações antrópicas sobre "nuvens frias", compostas por cristais de gelo e "nuvens de fase mista". Como apontam Wang e Penner (2010), o fato de nuvens cirrus cobrirem tipicamente mais de 20% do planeta faz com que as mesmas sejam importantes para o balanço radiativo planetário. Nuvens convectivas profundas, particularmente nos trópicos, são responsáveis por mecanismos de transporte vertical cruciais para a circulação geral atmosférica.

Como apontado por Sherwood (2002), ao analisar dados do Advanced Very High Resolution Radiometer (AVHRR), os aerossóis cumprem um papel significativo na microestrutura de nuvens cumulonimbus, sendo que suas estimativas apontam para valores de diâmetro efetivo de 10 a 20% menores sobre o continente do que sobre o oceano e com uma marcada variabilidade sazonal nessa variável em regiões com queima de biomassa como a Amazônia.

Medidas *in situ* das propriedades microfísicas de nuvens frias e de fase mista sobre o Brasil, no entanto, são extremamente limitadas, havendo dados coletados apenas durante um experimento de campo, o TRMM-LBA. Stith *et al.* (2002) analisaram a microestrutura de três sistemas convectivos sobre a Amazônia (medidas realizadas durante esse experimento), indicando a presença de gotículas superresfriadas em temperaturas da ordem de -7°C, cuja presença se reduzia significativamente com a altitude. Alguns aspectos apontados pelos autores são a ocorrência de cristais de gelo com formas distintas daquelas previstas para as condições locais de temperatura coexistindo com gotículas super-resfriadas (cujo formato quase circular indica que as mesmas não experimentaram crescimento na forma de cristal), sugerindo transporte vertical dessas partículas em correntes ascendentes saturadas com respeito ao gelo. A ocorrência de cristais de gelo com forma CP1a com placas crescendo nas extremidades de um cristal originalmente em forma de coluna) sugere a possibilidade de múltiplos processos de crescimento. Estas informações foram corroboradas por Costa *et al.* (2012) que analisaram um quarto caso, encontrando, além de cristais CP1a, cristais do tipo CP2a. Ambos os trabalhos mostram que a distribuição de tamanho dos cristais tende a um comportamento do tipo lei de potência, sendo que Costa *et al.* (2012) propõem uma parametrização da distribuição de tamanho dos cristais com base nesse fato.

O trabalho de Stith *et al.* (2002) introduziu a hipótese da existência de um novo tipo de agregado de cristais. Evidências posteriores sobre a existência desse agregado foram apresentados por Stith *et al.* (2004), que, com base em imagens de cristais coletadas durante o TRMM-LBA e o KWAJEX (*Kwajalein Experiment*), mostraram que a posição peculiar dos cristais no agregado aponta para que sua formação possa ser atribuída à ação de forças elétricas. A implicação da existência desse agregado para o desenvolvimento da nuvem ainda é ignorada.

A ocorrência de um grande número de cristais de gelo em nuvens convectivas profundas (Knollenberg et al. 1993 e Sherwood 2002) sugere que parte das mudanças associadas ao aumento da concentração de gotículas na fase quente pela introdução de aerossóis antrópicos simplesmente se propaga para a fase fria. As vigorosas correntes ascendentes em nuvens *cumulonimbus*, ao transportarem a população de gotículas até regiões cuja temperatura favorece a nucleação homogênea de gelo (próximo a -40 °C) faz com que as camadas superiores dessas nuvens exibam concentrações relativamente elevadas de cristais de gelo que guardam relação com as concentrações de gotículas em suas porções inferiores. Nesse contexto, durante a estação chuvosa da Amazônia, concentrações de cristais de gelo da ordem de dezenas por centímetro cúbico foram relatadas por Costa et al. (2012).

No entanto, como apontado por Rosenfeld et al. (2008), o processo de inibição da chuva quente em nuvens rasas ou nos estágios iniciais de desenvolvimento de convecção profunda (Rosenfeld, 1999; Andreae et al., 2004; Costa e Sherwood, 2005), dá lugar a processos bem mais complexos quando a fase de gelo é introduzida. Incertezas associadas ao comportamento de nuvens convectivas profundas ao serem influenciadas por aerossóis de origem antrópica são, portanto, bastante significativas. Aprofundar a investigação das nuvens frias e, principalmente de nuvens convectivas de fase mista, é essencial para melhor compreender como mudanças antrópicas sobre o campo de aerossóis pode interferir sobre a precipitação e a circulação atmosférica em maior escala face ao seu papel na microestrutura da convecção profunda.

6.7 MODELAGEM DOS PROCESSOS ENVOLVENDO AEROSSÓIS, NUVENS E CONVECÇÃO

A modelagem de processos envolvendo nuvens e aerossóis e seus impactos sobre o tempo e clima em escalas local, regional e global, tem recebido maior atenção recentemente. No que tange especificamente sobre os aerossóis no Brasil e na América do Sul, estudos como os de Zhang *et al.* (2009) tem evidenciado potenciais impactos dos aerossóis sobre a circulação atmosférica de grande escala, com modificações no comportamento da monção da América do Sul devido ao aumento da estabilidade termodinâmica sobre o Sul da Amazônia. Estes autores propõem que aumentos na estabilidade e pressão à superfície, bem como um escoamento nessa região pode levar ao reforço de atividade ciclônica e aumento da precipitação no sudeste do Brasil, Paraguai e nordeste da Argentina. É particularmente importante nesse sentido o tipo de desenvolvimento de modelagem que vem sendo realizado, com a inclusão de módulos complexos de química da atmosfera, emissão de aerossóis e outros processos envolvendo queimadas, como o realizado por Freitas et. al., (2005, 2009).

Menos conhecido e possivelmente com ainda maior impacto sobre a circulação atmosférica, pelo menos em escala regional sobre o Brasil e a América do Sul, é o efeito indireto dos aerossóis associado às emissões dos centros urbanos e queimadas. Sabe-se que a forçante radiativa resultante associada às nuvens advém da composição de dois termos: um negativo, associado ao espalhamento de radiação de onda curta e outro positivo, que consiste em sua contribuição para o efeito estufa. Nuvens formadas em altitudes diferentes apresentam contribuições para a forçante radiativa, sendo o contraste mais óbvio o que se verifica entre nuvens cirrus (para as quais o efeito estufa é predominante) e stratocumulus (cujos valores de fração de cobertura próximos da unidade e longo tempo de residência as tornam contribuintes significativas para o albedo planetário). Mudanças mesmo sutis na distribuição espacial e nas propriedades microfísicas das nuvens podem alterar sobremaneira o delicado balanço entre os dois termos citados acima. Não surpreendentemente, as maiores incertezas na forçante radiativa antrópica referem-se ao papel direto e indireto dos aerossóis no clima. Os aerossóis emitidos em processos industriais e em queimadas na Amazônia tem um papel fundamental no balanço radiativo terrestre, e nos processos que regulam a microfísica de nuvens. Apesar de ter avançado de maneira significativa recentemente, o nível de compreensão acerca do papel dos aerossóis e, principalmente, das nuvens sobre o sistema climático é relativamente baixo, especialmente se comparado ao já bem entendido papel dos gases de efeito estufa.

Esse baixo nível de compreensão não chega a ser surpreendente, visto que a formação de nuvens envolve uma ampla gama de escalas atmosféricas, desde a escala de micrômetros, em que se dá o aparecimento e crescimento inicial dos hidrometeoros, até a organização de sistemas de nuvens de grande escala na escala de milhares de guilômetros. Em meio a esse largo espectro de escalas, se destacam movimentos convectivos, cuja dimensão horizontal é tipicamente de dezenas de metros a poucos quilômetros, pois é através dessas estreitas correntes ascendentes que se dá grande parte do transporte vertical no interior dos sistemas de nuvens, a liberação de calor latente associada à mudança de fase da água e a produção de precipitação. Representar de maneira realista desde as fontes de aerossóis atmosféricos que possam servir de CCN e IN até a organização das nuvens na grande escala e sua influência na circulação geral atmosférica e no balanço energético global são grandes desafios colocados para o futuro. A discretização dos modelos numéricos faz com que a representação dos fenômenos atmosféricos seja truncada em harmônicos cujos comprimentos são, na maior parte dos casos, maiores do que os da escala convectiva. Como a representação da atividade convectiva é fundamental para a energética e ciclo hidrológico do modelo, o efeito da convecção é representado através de parametrizações dos processos convectivos. As parametrizações convectivas permitem então obter o efeito dos fenômenos não resolvíveis na grade dos modelos em função das variáveis que são resolvidas. Há uma série de abordagens propostas na literatura. Todas elas são derivadas de três tipos básicos: 1) Esquemas do tipo ajuste convectivo: proposto por Manabe et al. (1965) esse tipo de esquema supõe que sempre que os efeitos radiativos e/ ou dinâmicos reduzem a taxa de resfriamento da troposfera abaixo de um certo nível crítico, é feito um ajuste de massa e energia de modo que um perfil estável é recuperado. Problema típico com esse tipo de esquema é a arbitrariedade da determinação do perfil para o qual o modelo é ajustado. 2) Esquemas do tipo Kuo (1965, 1974): relacionam a ocorrência e a intensidade da convecção com a convergência de umidade de grande escala. O esquema depende de um parâmetro b, que define o porcentual da convergência de umidade que vai ser usada para umedecer a coluna atmosférica, enquanto o restante é usado para aquecer a coluna por liberação de calor latente. A dificuldade em determinar o valor de b é uma das limitações desse tipo de esquema. 3) Esquemas do tipo fluxo de massa: proposto inicialmente por Arakawa e Schubert (1974), esse tipo de esquema supõe que o conjunto de nuvens em uma região está em quase equilíbrio com as forçantes de grande escala. Neste esquema, as nuvens consomem a energia potencial produzida pelo efeito desestabilizador de grande escala. Conforme a intensidade da forçante de grande escala, o fluxo de massa convectivo necessário para manter a convecção em equilíbrio pode ser calculado. Em tese, o efeito radiativo das nuvens está incorporado no esquema clássico proposto

Neste contexto, fica evidente que a modelagem dos processos envolvendo nuvens na maior parte dos modelos globais e regionais utilizados para previsão de mudanças climáticas no Brasil e no mundo ainda se caracteriza pela utilização de um grande número de simplificações nos processos envolvendo nuvens. É particularmente significativo que as escalas dos movimentos convectivos não sejam explicitamente resolvidas na grande maioria desses modelos, em função de recursos computacionais e

por Arakawa e Schubert (1974) através do efeito radiativo na estabilidade termodinâmica. Entretanto, o detalhamento do efeito radiativo é, em geral, muito primitivo nos modelos atmosféricos usados na escala

climática.

de que os modelos atualmente disponíveis para os estudos de tempo e clima estejam quase todos presos ao paradigma da utilização de parametrizações de convecção. Ao mesmo tempo em que há uma variedade de hipóteses de fechamento dessas parametrizações, com os modelos comumente exibindo grande sensibilidade à escolha do esquema de convecção, tal paradigma é evidentemente limitado em função dos artificialismos subjacentes à fragmentação dos processos físicos envolvendo nuvens em diferentes componentes dos modelos atmosféricos (comumente, os modelos possuem esquemas separados para cobertura de nuvens, nuvens estratiformes, nuvens convectivas rasas e/ou profundas).

Existe uma tendência a se contornar essa limitação intrínseca das parametrizações de convecção, resolvendo explicitamente as nuvens ou pelo menos construindo representações fisicamente consistentes das mesmas, através de uma das seguintes estratégias, como sugerido, por exemplo, por Adams et al. (2009):

1. Melhorar a resolução espacial ao ponto de dispensar inteiramente as parametrizações de convecção, mesmo em simulações da circulação geral. Isso foi o que se obteve, por exemplo, através do *Earth Simulator*, em que simulações globais com espaçamento de grade de 3,5 km foram realizadas com êxito (Tomita et al., 2005).

2. Usar modelos de conjunto de nuvens na construção de parametrizações de convecção. Definidos como "modelos capazes de resolver nuvens individuais, cujo domínio é grande o suficiente para conter várias nuvens e cujo tempo de execução é longo o suficiente para conter vários ciclos de vida de nuvens" (Randall et al., 1996). Os modelos de conjunto de nuvens encontram usos variados, dentre eles, contornar a chamada "via empírica" para construção de parametrizações, adotando uma "via física" (Randall et al., 1996; Moncrieff et al., 1997).

3. Uso de modelos de conjunto de nuvens em substituição direta das parametrizações de convecção, constituindo a chamada superparametrização (Randall *et al.*, 2003; Khairoutdinov e Randall, 2001; Grabowski, 2001, 2003). Na superparametrização, a coluna do modelo de maior escala, é substituída por um modelo de conjunto de nuvens, geralmente bidimensional, que passa a responder pelo conjunto dos processos físicos em escala de sub-grade. De imediato, a interação das nuvens com a radiação, o efeito de rajadas de sistemas precipitantes sobre os fluxos de superfície, o transporte de energia, momentum e água por tais sistemas e o cálculo da precipitação são todos representados de forma coerente entre si, por meio de um único modelo físico e não através de parametrizações que não se intercomunicam. Segundo Khairoutdinov e Randall (2001), Grabowski (2003) e Randall *et al.* (2003), o uso da superparametrização tem assegurado êxito na representação de processos que envolvem a interação entre nuvens e fenômenos de grande escala (como ondas planetárias).

Em todos esses casos, a adoção de modelos com capacidade de explicitamente resolver nuvens, como "modelos de conjunto de nuvens" (MCNs) faz com que as incertezas relativas à microfísica sejam trazidas à tona irremediavelmente.

Num primeiro momento, a mais óbvia questão que surge é a da concentração de CCN e toda sua influência no desenvolvimento das nuvens e no estabelecimento das propriedades ópticas e microfísicas, incluindo a eficiência de precipitação. Existe ainda uma evidente lacuna nas medições de CCN e de microfísica de nuvens em grande parte do território brasileiro, aonde são desconhecidas a distribuição espacial e sazonal dessas variáveis. Como apontam Costa *et al.* (2012), destacam-se, no Brasil, os dados coletados nas seguintes campanhas: o Experimento do Ceará em 1994 (Costa *et al.*, 2000a), o LBA-TR-MM (Stith *et al.*, 2002), o EMfiNI-Ceará (Costa *et al.*, 2002) e o LBA-SMOCC-EMfiNI, que se concentraram sobre a Amazônia e o Nordeste. Esse número limitado de experimentos de campo e a inexistência de medidas em grande parte do Brasil impõem óbvias limitações à representação dos processos microfísicos em modelos aplicados sobre o território nacional.

Outro aspecto importante a ser considerado é a variabilidade na forma da distribuição de tamanho das gotículas, que constitui ao mesmo tempo um fator fisicamente relevante no desenvolvimento da precipitação e uma incerteza importante na modelagem do ciclo de vida de nuvens. Estratégias envolvendo o uso direto de

esquemas de microfísica detalhada (*bin microphysics*, e.g. Costa *et al.*, 2000b) envolvem um grande custo computacional, mas simulam a evolução explícita da função-distribuição de hidrometeoros em função de processos de nucleação, crescimento condensacional, colisão-coalescência, colisão-ruptura, ruptura espontânea, etc. Seu uso, ainda que geralmente proibitivo mesmo em modelos de área limitada, pode representar uma alternativa para a calibração, aperfeiçoamento e desenvolvimento de parametrizações de microfísica totalizada (*bulk*), sendo utilizado em modo off-line em modelos de LES ou MCNs.

Há ainda grande incerteza na representação dos processos envolvendo a fase de gelo em modelos de diversas escalas. Por exemplo, Costa et al. (2012) analisam um sistema convectivo, formado no "regime de leste" da Amazônia, com elevadas concentrações de partículas em todos os níveis, especialmente no interior dos núcleos adiabáticos, da ordem de centenas por centímetro cúbico. Nesse sistema, os autores verificaram a existência de uma grande variedade de formas de cristais, sem uma correspondência muito óbvia entre esta e alguma variável ambiental, como a temperatura (o que se esperaria, caso o crescimento dos cristais se desse em condições controladas de temperatura e supersaturação). Isso implica em uma dificuldade significativa em representar parâmetros cruciais para a evolução microfísica de uma nuvem fria ou de fase mista, como a própria velocidade terminal de queda dos cristais, a eficiência de colisão entre estes e outros hidrometeoros, etc. Lang et al. (2007) aplicaram um MCN na simulação de diferentes casos de convecção amazônica (observados durante a campanha do TRMM-LBA) e concluíram que o uso de espaçamentos de grade muito finos (250 m), em comparação com os tradicionalmente utilizados em MCNs e em esquemas de superparametrização (da ordem de 1 km ou mais) é importante para melhor representar a passagem gradual do regime de convecção rasa para profunda em um caso do "regime de oeste". Além disso, também apontaram que provavelmente o esquema de interação entre as partículas de gelo e gotículas em seu modelo exagerava a coleta destas últimas pelas primeiras, resultando em um exagero na estimativa da presença de granizo mole ou de neve.

Um exemplo interessante sobre o papel da interação nuvem/radiação no contexto do efeito da emissão de aerossóis por queimadas é encontrado em Vendrasco et al. (2009). Neste trabalho é discutido o efeito da escala e intensidade das fontes de emissão de aerossóis na precipitação. O aumento da intensidade das fontes de pequena escala espacial leva à formação de plumas de escala espacial suficientemente longa para gerar gradientes horizontais de temperatura que sustentam circulações termicamente induzidas que, por sua vez, intensificam a precipitação. Fontes de emissão de aerossóis de menor intensidade e de maior escala espacial tendem a aumentar o efeito estabilizador dos aerossóis e, portanto, diminuem a precipitação. Entretanto, Vendrasco *et al.* (2009) não incluem o efeito dos aerossóis de queimada de biomassa na microfísica das nuvens e recomendam explorar o mecanismo das circulações térmicas geradas pelo efeito radiativo com o efeito da microfísica.

CONCLUSÕES

Este capítulo sintetiza o conhecimento recente em aerossóis e nuvens obtido em trabalhos científicos mais recentes, com foco no Brasil e na América do Sul.

Com relação ao conhecimento em aerossóis atmosféricos, observa-se que a região amazônica tem sido bem coberta com medidas, apesar das grandes dificuldades logísticas inerentes a realização de experimentos nesta região. Este esforço científico é plenamente justificável, quando nota-se o papel da bacia amazônica no balanço climático global. Investigar efeitos de alterações neste ecossistema torna-se, portanto, crucial.

Com respeito às regiões urbanizadas e as emissões relacionadas com suas atividades típicas, tais como transporte, indústrias, geração de energia, etc., observou-se que há um universo de medições mais restrito a despeito das dificuldades logísticas serem muito menores. O monitoramento de material particulado em geral limitou-se à fração PM10. Já a fração fina (PM2.5), cujo monitoramento não é obrigatório pela legislação, tem sido quantificada preponderantemente por projetos de pesquisa pontuais, que são menos abrangentes tanto em termos espaciais quanto temporais. Ainda assim, os trabalhos

citados neste relatório mostraram um fato importante: que parte significativa da fração fina de emissões urbanas é composta por *Black Carbon*, em porcentagem muito mais elevada do que nas emissões oriundas de queimadas na Amazônia. Como em termos climáticos o *Black Carbon* tem potencial significativo de alterações devido a seu forte caráter absorvedor de radiação, o real papel de emissões urbanas pode estar sendo subdimensionado. É, portanto, fundamental estender este tipo de monitoramento ao maior número possível de regiões urbanizadas, inventariar suas emissões e estimar o seu papel no clima. Isto se torna mais importante à medida que o Brasil vem, paulatinamente, reduzindo o desmatamento na Amazônia, e há o aumento do número de pessoas vivendo em áreas urbanas Consequentemente, a contribuição relativa das emissões urbanas aumenta em comparação ás emissões associadas com as queimadas da bacia amazônica.

Com relação aos efeitos em nuvens, tais efeitos ainda constituem um grande tema em aberto. Ainda que efeitos indiretos de aerossóis em nuvens já sejam bem conhecidos, o real comportamento das nuvens em um planeta mais quente ainda é incerto. Os efeitos de aerossóis em nuvens atualmente conhecidos consideram situações meteorológicas idênticas, apenas mudando as propriedades de aerossóis. Todavia, há significativa incerteza sobre a manutenção dos atuais padrões de circulação geral da atmosfera em um planeta com temperaturas médias mais elevadas. Uma vez respondida esta pergunta, o efeito real dos aerossóis poderá ser então melhor estimado. Esta área ainda demandará grandes esforços de pesquisa, globalmente coordenados, para termos uma resposta minimamente satisfatória sobre alterações no padrão das nuvens tanto na escala planetária quanto regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Adams, D.K., E.P. Souza, e A.A. Costa, 2009: Convecção úmida na amazônia: implicações para modelagem numérica. Rev. Bras. Meteorol., 24, 168-178.

Ahlm, L., et al., 2009: Aerosol number fluxes over the Amazon rain forest during the wet season. Atmos. Chem. Phys., 9, 9381-9400, doi:10.5194/acp-9-9381-2009.

Ahlm, L., et al., 2010a: Emission and dry deposition of accumulation mode particles in the Amazon Basin. Atmos. Chem. Phys., 10, 10237-10253, doi:10.5194/acp-10-10237-2010.

Ahlm, L., et al., 2010b: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. Atmos. Chem. Phys., 10, 3063-3079, doi:10.5194/acp-10-3063-2010.

Albrecht, B., 1989: Aerosols, Cloud Microphysics, and Fractional Cloudiness. Science, 245, 1227-1230. Andrade, M.F., et al., 2012: Vehicle emissions and PM2.5 mass concentrations in six Brazilian cities. Air Qual. Atmos. Health, 5(1), 79-88.

Andreae, M.O, 2007: Aerosols before pollution. Science, 315, 50-51, doi:10.1126/science.1136529. Andreae, M.O., *et al.*, 2004: Smoking Rain Clouds over the Amazon. Science, 303, 1337-1342.

Ansmann, A., et al., 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: Lidar profiling over Cape Verde and the Amazon rainforest. Geophys. Res. Lett., 36, L11802.

Arakawa, A., e W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. J. Atmos. Sci., 31(3), 674-701.

Artaxo, P., W. Maenhaut, H. Storms, e R. Van Grieken, 1990: Aerosol Characteristics and Sources for the Amazon Basin During the Wet Season. J. Geophys. Res., 95(D10), 16971-16985.

Artaxo, P., et al., 2002: Physical and chemical properties of aerosols in the wet and dry seasons in Rondônia, Amazonia. J. Geophys. Res., 107, 8081, doi:10.1029/2001JD000666. Avissar, R., e C.A. Nobre, 2002: Preface to special issue on the Large-Scale Biosphere-Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA). J. Geophys. Res., 107, 8034, doi:10.1029/2001JD002507.

Baars, H., *et al.*, 2011: Further evidence for significant smoke transport from Africa to Amazonia. Geophys. Res. Lett., 38, L20802, doi:10.1029/2011GL049200.

Ben-Ami, Y., et al., 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. Atmos. Chem. Phys., 10, 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.

Bristow, C.S., K.A. Hudson Edwards, e A. Chappell, 2010: Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. Geophys. Res. Lett., 37, L14807, doi:10.1029/2010GL043486.

Castanho, A.D.A., e P. Artaxo, 2001: Wintertime and summertime São Paulo aerosol source apportionment study. Atmos. Environ., 35(29), 4889-4902.

CETESB, 2011: Qualidade do ar no estado de São Paulo 2010. Série Relatórios ISSN 0103-4103, CE-TESB, São Paulo, 234 pp.

Chen, Q., et al., 2009: Mass spectral characterization of submicron biogenic organic particles in the Amazon Basin. Geophys. Res. Lett., 36, L20806.

Costa, A.A., e S. Sherwood, 2005: Parcel model simulations of aerosol warm phase cloud microphysics interactions over the Amazon. Atmos. Chem. Phys. Discuss., 5, 481-508.

Costa, A.A., e T. Pauliquevis, 2009: Aerossóis, nuvens e clima: resultados do experimento LBA para o estudo de aerossóis e microfísica de nuvens. Rev. Bras. Meteorol., 24, 234-253.

Costa, A.A., C.J. de Oliveira, J.C.P. de Oliveira, e A.J.C. Sampaio, 2000a: Microphysical Observations of Warm Cumulus Clouds in Ceará, Brazil. Atmos. Res., 54, 167-199.

Costa, A.A., G.P. Almeida., e A.J.C. Sampaio, 2000b: A bin-microphysics cloud with high-order, positivedefinitive advection. Atmos. Res., 55, 225-255.

Costa, A.A., M.C. Campos Filho, A.C.S. Santos, e J.C.P. de Oliveira, 2012: Características de cristais de gelo observados em um sistema de nuvens na Amazônia durante o experimento TRMM-LBA. Rev. Bras. Meteorol., 27(2), 139-151.

Costa, A.A., et al., 2002: A cloud microphysics experiment over Northeast Brazil. In: Proceedings of the 11th Conference on Cloud Physics, P2.13, Ogden, Utah.

Davidson, E.A., e P. Artaxo, 2004: Globally significant changes in biological processes of the Amazon Basin: results of the Large-scale Biosphere–Atmosphere Experiment. Global Change Biol., 10, 519–529, doi:10.1111/j.1529-8817.2003.00779.x.

Feingold, G., H. Jiang, e J.Y. Harrington, 2005: On smoke suppression of clouds in Amazonia. Geophys. Res. Lett., 32(2), L02804, doi:10.1029/2004GL021369.

Formenti, P., et al., 2001: Saharan dust in Brazil and Suriname during the Large-Scale Biosphere Atmosphere Experiment in Amazonia (LBA)- Cooperative LBA Regional Experiment (CLAIRE) in March 1998. J. Geophys. Res., 106(D14), 14919-14934.

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.

Freitas, S.R., et al., 2005: Monitoring the transport of biomass burning emissions in South America. Environ. Fluid Mech., 5, 135–167, doi:10.1007/s10652-005-0243-7.

Freitas, Saulo R., Longo, Karla M., Dias, M. A. F. Silva; Dias, P. L. Silva, 2005b: Emissões de queimadas em ecossistemas da América do Sul. Estudos Avançados (USP Impresso), v. 19, p. 167-185.

Freitas, S.R., *et al.*, 2009: 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.

Freud, E., *et al.*, 2008: Robust relations between CCN and the vertical evolution of cloud drop size distribution in deep convective clouds. Atmos. Chem. Phys., 8, 1661-1675.

Fuzzi, S., et al., 2007: Overview of the inorganic and organic composition of size-segregated aerosol in Rondônia, Brazil, from the biomass burning period to the onset of the wet season. J. Geophys. Res., 112, D01201, doi:10.1029/2005JD006741.

Gilardoni, S., et al., 2011: Sources of carbonaceous aerosol in the Amazon basin. Atmos. Chem. Phys., 11, 2747-2764, doi:10.5194/acp-11-2747-2011.

Grabowski, W., 2001: Coupling cloud processes with the large- scale dynamics using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). J. Atmos. Sci., 58, 978-997.

Grabowski, W., 2003: MJO-like coherent structures: Sensitivity simulations using the cloud-resolving convection parameterization (CRCP). J. Atmos. Sci., 60, 847-864.

Gunthe, S.S., et al., 2009: Cloud condensation nuclei in pristine tropical rainforest air of Amazonia: size-resolved measurements and modeling of atmospheric aerosol composition and CCN activity. Atmos. Chem. Phys., 9, 7551-7575, doi:10.5194/acp-9-7551-2009.

Hansen, J.E., M. Sato, e R. Ruedy, 1997: Radiative forcing and climate response. J. Geophys. Res., 102, 6831–6864.

Harriss, R.C., *et al.*, 1988: The Amazon Boundary Layer Experiment (ABLE 2A): Dry Season 1985. J. Geophys. Res., 93(D2), 1351–1360, doi:10.1029/JD093iD02p01351.

Harriss, R.C., et al., 1990: The Amazon Boundary Layer Experiment: Wet Season 1987. J. Geophys. Res., 95(D10), 16,721–16,736, doi:10.1029/JD095iD10p16721.

Instituto Nacional de Pesquisas Espacias, INPE, 2008: Relatório Técnico-Científico: Relatório anual 2008, Coordenação de Observação da Terra (OBT), 56 pp. Disponível em: http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc--m18@80/2009/01.08.23.07.

Instituto de Energia e Meio Ambiente, 2014: 1º Diagnóstico da rede de monitoramento de qualidade de ar no Brasil. 264pp. Disponível em: http://www.energiaeambiente.org.br/documentos/diagnostico QualidadedoAr-VersaoFinal-Std.pdf

Jones T.A., e S.A. Christopher, 2010: Statistical properties of aerosol-cloud-precipitation interactions in South America. Atmos. Chem. Phys., 10, 2287–2305.

Kaufman, Y.J., et al., 2005: Dust transport and deposition observed from the Terra-Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) spacecraft over the Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 110, D10S12, doi:10.1029/2003JD004436.

Kaufman, Y.J., e Fraser, R.S., 1997: Confirmation of the smoke particles effect on clouds and climate. Science, 277, 1636-1639.

Kawamoto, K., e T. Nakajima, 2003: Seasonal variation of cloud particle size as derived from AVHRR remote sensing. Geophys. Res. Lett., 30, 1810, doi:10.1029/2003GL017437.

Khairoutdinov, M.F., e D.A. Randall, 2001: A cloud resolving model as a cloud parameterization in the NCAR Community Climate System Model: Preliminary Results. Geophys. Res. Lett., 28, 3617-3620.

Knollenberg, R.G., K. Kelly, e J.C. Wilson, 1993: Measurements of high number densities of ice crystals in the tops of tropical cumulonimbus. J. Geophys. Res., 98(D5), 8639–8664, doi:10.1029/92JD02525. Koren, I., L.A. Remer, e K. Longo, 2007: Reversal of trend of biomass burning in the Amazon. Geophys. Res. Lett., 34, L20404, doi:10.1029/2007GL031530.

Koren, I., Y.J. Kaufman, L.A. Remer, e J.V. Martins, 2004: Measurement of the Effect of Amazon Smoke on Inhibition of Cloud Formation. Science, 303, 1342-1345.

Kuo, H.L., 1974: Further studies of parameterization of influence of cumulus convection on large-scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.

Kuo, H.L., 1965: On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. J. Atmos. Sci., 22, 40-63.

Landulfo, E., et al., 2005: Tropospheric aerosol observations in São Paulo, Brazil using a compact lidar system. Int. J. Remote Sens., 26(13), 2797-2816.

Lang, S.,*et al.*, 2007: Improving simulations of convective system from TRMM LBA: Easterly and Westerly regimes. J. Atmos. Sci., 64, 1141–1164.

Lara, L.L., et al., 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Brazil. Atmos. Environ., 39(26), 4627-4637, doi: 10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.

Lin, J.C., T. Matsui, R.A. Pielke Sr., e C. Kummerow, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. J. Geophys. Res., 111, D19204, doi:10.1029/2005JD006884.

Liu, Y., e P.H. Daum, 2004: Parameterization of the auto-conversion process. Part I: analytical formulation of the Kessler-type parameterization. J. Atmos. Sci., 61, 1539-1548.

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

Maenhaut, W., M.T. Fernandez-Jimenez, I. Rajta, e P. Artaxo, 2002: Two-year study of atmospheric aerosols in Alta Floresta, Brazil: Multi elemental composition and source apportionment. Nucl. Instrum. Methods Phys. Res., Sect. B, 189, 243–248, doi:10.1016/S0168-583X(01)01050-3.

Mahowald, N.M., *et al.*, 2005: Impacts of biomass burning emissions and land use change on Amazonian atmospheric phosphorus cycling and deposition. Global Biogeochem. Cycles, 19, GB4030, doi:10.1029/2005GB002541.

Manabe, S., J. Smagorinsky, e R.F. Strickler, 1965: Simulated climatology of a general circulation model with a hydrologic cycle. Mon. Weather Rev., 93, 769-798.

Martin, S.T., et al., 2010a: An overview of the Amazonian Aerosol Characterization Experiment 2008 (AMAZE-08). Atmos. Chem. Phys., 10, 11415-11438, doi:10.5194/acp-10-11415-2010.

Martin, S.T., et al., 2010b: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. Rev. Geophys., 48, RG2002, doi:10.1029/2008RG000280.

Martins, J.A., e M.A.F. Silva Dias, 2009: The impact of smoke from forest fires on the spectral dispersion of cloud droplet size distributions in the Amazonian region. Environ. Res. Lett., 4, 015002.

Martins, J. A., M. A. F. Silva Dias e F. L. T. Gonçalves, 2009: Impacto of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. J. Geophys. Res., 114, D02207, doi: 10.1029/2007JD009587. MCT (Ministério da Ciência e Tecnologia), 2009: Estimativas anuais de emissões de gases de efeito estufa no Brasil. Disponível em: www.mct.gov.br/upd blob/0226/226591.pdf

Moncrieff, M.W., et al., 1997: cloud system study (GCSS) working group 4: precipitating convective cloud systems. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 78, 831-845.

Pauliquevis, T., L.L. Lara, M.L. Antunes, e P. Artaxo, 2012: Aerosol and precipitation chemistry in a remote site in Central Amazonia: the role of biogenic contribution. Atmos. Chem. Phys., 12, 4987-5015, doi:10.5194/acp-12-4987-2012.

Petersen, W.A., *et al.*, 2002: TRMM observations of intraseasonal variability in convective regimes over the Amazon. J. Clim., 15, 1278–1294, doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1278:TOOIVI>2.0.CO;2. Pöschl, U., *et al.*, 2010: Rainforest Aerosols as Biogenic Nuclei of Clouds and Precipitation in the Amazon. Science, 329, 1513-1516.

Prenni, A.J., et al., 2009: Relative roles of biogenic emissions and Saharan dust as ice nuclei in the Amazon basin. Nat. Geosci., 2, 402–405.

Ramaswamy, V., et al., 2001: Radiative forcing of climate change. In: Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 349–416.

Randall, D., M. Khairoutdinov, A. Arakawa, e W. Grabowski, 2003: Breaking the cloud parameterization deadlock. Bull. Amer. Meteor. Soc., 84, 1547–1564.

Randall, D.A., et al., 1996: Single-column models and cloud ensemble models as links between observations and climate models. J. Climate, 9, 1583-1697.

Reid, S.J., P.V. Hobbs, A.L. Rangno, e D.A. Hegg, 1999: Relationship between cloud droplet effective radius, liquid water content, and droplet concentration for warm clouds in Brazil embedded in biomass smoke. J. Geophy. Sci., D104, 6145-6153.

Rissler, J., et al., 2006: Size distribution and hygroscopic properties of aerosol particles from dry-season biomass burning in Amazonia. Atmos. Chem. Phys., 6, 471-491, doi:10.5194/acp-6-471-2006.

Rizzo, L.V., et al., 2010: Aerosol properties, in-canopy gradients, turbulent fluxes and VOC concentrations at a pristine forest site in Amazonia. Atmos. Environ., 44(4), 503-511, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.11.002.

Roberts, G.C., M.O. Andreae, J. Zhou, e P. Artaxo, 2001: Cloud condensation nuclei in the Amazon Basin: ``marine'' conditions over a continent? Geophys. Res. Lett., 28(14), 2807-2810.

Roberts, G.C., et al., 2002: Sensitivity of CCN spectra on chemical and physical properties of aerosol: A case study from the Amazon Basin. J. Geophys. Res., 107, 8070, doi:10.1029/2001JD000583.

Rosenfeld, D., 1999: TRMM observed first direct evidence of smoke from forest fires inhibiting rainfall. Geophys. Res. Lett., 26(20), 3105-3108, doi:10.1029/1999GL006066.

Rosenfeld, D., 2006: Aerosol-cloud interactions control of Earth radiation and latent heat release budgets. Space Sci. Rev., 125, 149-157.

Rosenfeld, D., et al., 2008: Aircraft measurements of the impacts of pollution aerosols on clouds and precipitation over the Sierra Nevada. J. Geophys. Res., 113, D15203, doi:10.1029/2007JD009544.

Santos, A.C.S., A.A. Costa, J.C.P. Oliveira, e M.C. Campos Filho, 2002: Estudo De Caso Da Variabilidade De Parâmetros Microfísicos Em Nuvens Da Amazônia. Rev. Bras. Meteorol., 17, 141-151.

Seinfeld, J.H., e S.N. Pandis, 2006: Atmospheric Chemistry and Physics: From Air Pollution to Climate Change. New York: John Wiley & Sons, New York, USA, 1232 pp.

Sherwood, S.C., 2002: Aerosols and ice particle size in tropical cumulonimbus. J. Climate, 15, 1051-1063.

Solomon, S., et al., 2007: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1056 pp.

Stith, J.L., J.A. Haggerty, A. Heymsfield, e C.A. Grainger, 2004: Microphysical Characteristics of Tropical Updrafts in Clean Conditions. J. Appl. Meteor., 43, 779-794. Stith J.L., *et al.*, 2002: Microphysical observations of tropical clouds. J. Appl. Meteor., 41, 97-117.

Talbot, R.W., et al., 1990: Aerosol Chemistry During the Wet Season in Central Amazonia: The Influence of Long-Range Transport. J. Geophys. Res., 95(D10), 16955–16969, doi:10.1029/JD095iD10p16955.

Tomita, H., et al., 2005: A global cloud-resolving simulation: preliminary results from an aqua planet experiment. Geophys. Res. Lett., 32, L08805, doi:10.1029/2005GL022459.

Twomey, S., 1977: The influence of pollution on the shortwave albedo of clouds. J. Atmos. Sci., 34(7), 1149-1154.

Vendrasco, E.P., P.L. Silva Dias, e E.D. Freitas, 2009: A case study of the direct radiative effect of biomass burning aerosols on precipitation in the Eastern Amazon. Atmos. Res., 94, 409–421.

Vendrasco, E.P., et al., 2005: Efeito da Poluição por Queimada de Cana-de-açúcar na Radiação Solar e nos Fluxos Turbulentos na Superfície. Cienc. Natura, especial, 143-146.

Wang, M., e J.E. Penner, 2010: Cirrus clouds in a global climate model with a statistical cirrus cloud scheme. Atmos. Chem. Phys., 10, 5449-5474.

Williams, E., et al., 2002: Contrasting convective regimes over the Amazon: Implications for cloud electrification. J. Geophys. Res., 107(D20), 8082, doi:10.1029/2001JD000380.

Yamasoe, M.A., P. Artaxo, A.H. Miguel, e A.G. Allen, 2000: Chemical composition of aerosol particles from direct emissions of vegetation fires in the Amazon Basin: water-soluble species and trace elements. Atmos. Environ., 34, 1641–1653, doi:10.1016/S1352-2310(99)00329-5.

Yin, Y., Z. Levin, T.G. Reisin, e S. Tzivion, 2000: The effects of giant cloud condensation nuclei on the development of precipitation in convective clouds — a numerical study. Atmos. Res., 53(1-3), 91-116.

Yokelson, R.J., T.J. Christian, T.G. Karl, e A. Guenther, 2008: The tropical forest and fire emissions experiment: laboratory fire measurements and synthesis of campaign data. Atmos. Chem. Phys., 8, 3509-3527, doi:10.5194/acp-8-3509-2008.

Zhang, Y., et al., 2009: Impact of biomass burning aerosol on the monsoon circulation transition over Amazonia. Geophys. Res. Lett., 36, L10814, doi:10.1029/2009GL037180.

Zhou, J., E. Swietlicki, H.C. Hansson, e P. Artaxo, 2002: Submicrometer aerosol particle size distribution and hygroscopic growth measured in the Amazon rain forest during the wet season. J. Geophys. Res., 107(D20), 8055, doi:10.1029/2000JD000203.

CAPÍTULO 7

FORÇANTES RADIOATIVAS NATURAIS E ANTRÓPICAS

Autores principais: Alexandre L. Correia - USP; Marcia A. Yamasoe - USP Autores colaboradores: Henrique M. J. Barbosa - USP; Simone S. Costa - INPE; Luiz Augusto T. Machado - INPE; Aline S. Procópio - UFJF; Rita Y. Ynoue – USP Autores revisores: Juan C. Ceballos - INPE; Marcelo P. Corrêa - UNIFEI; Maria Assunção F. Silva Dias - USP; Fernando R. Martins – INPE

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	239
7.1 INTRODUÇÃO	242
7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO	242
7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA	244
7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL	245
7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS	246
7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DA ATIVIDADE SOLAR	248
7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL	249
7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUVENS	250
7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA	253
7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	255
7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO	256
7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS	258
7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA	262
7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA	264
7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES	267
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	270

SUMÁRIO EXECUTIVO

O clima é controlado por diversos fatores, chamados agentes climáticos, que podem ser naturais ou originados de atividades humanas (antrópicos). Um certo agente climático pode contribuir para aquecer o planeta, como por exemplo os gases de efeito estufa antrópicos, enquanto outro agente pode tender a resfriá-lo, como as nuvens. Ao tomador de decisões seria conveniente conhecer qual a influência quantitativa de cada agente climático para que suas ações possam ser baseadas em resultados científicos, e não apenas em questões de natureza política. Frente à magnitude numérica dos efeitos de um dado agente climático, o tomador de decisões poderá analisar o custo/benefício de determinadas ações para diminuir tais efeitos, ou eventualmente buscar soluções de adaptação a um cenário decorrente desses efeitos. Por exemplo, é importante conhecer qual a contribuição de cada agente climático para as variações de temperatura na superfície do planeta, ou mesmo no Brasil. No entanto, como qualquer ferramenta de modelagem do clima, os modelos climáticos atuais mais avançados, que vêm progressivamente fornecendo resultados cada vez mais confiáveis e consistentes para previsões de mudanças climáticas, devem ser alimentados com estimativas seguras das forçantes radiativas.

O conceito de forçante radiativa, definida no Painel S1, é um passo intermediário que não necessita, em princípio, de modelos climáticos para seu cálculo, por isso os valores de forçante radiativa podem ser mais objetivamente interpretáveis. Uma forçante radiativa positiva significa que um agente tende a aquecer o planeta, ao passo que valores negativos indicam uma tendência de resfriamento. Uma inconveniência do conceito de forçante radiativa é que em geral ela é expressa em termos de W m² (Watt, ou potência, por metro quadrado), que é uma unidade menos familiar que temperatura em graus Celsius, por exemplo. Se um agente climático representa uma forçante radiativa de +2 W m², isso indica que ele tende a aquecer o planeta. Uma vez determinado o valor da forçante radiativa de um agente, pode-se usar esse valor em modelos climáticos que procurarão traduzi-lo, por exemplo, como mudanças de temperatura à superfície, ou mudanças no volume de chuvas, etc. Como os modelos climáticos ainda apresentam resultados bastante divergentes, um mesmo valor de forçante pode dar origem a diferentes previsões, dependendo do modelo climático escolhido e das condições em que ele é utilizado. É nesse contexto que o conceito de forçante radiativa oferece um meio de comparação entre diferentes agentes climáticos, independentemente da precisão dos modelos climáticos atuais. A quantificação numérica da intensidade da forçante radiativa permite ao tomador de decisão visualizar quais os agentes mais significativos, classificando-os por ordem de magnitude relativa. Calcular a forçante radiativa de um agente climático é como definir uma escala padrão, que permite a possibilidade de se estimar a intensidade de sua perturbação sobre o clima, para algum local ou região do globo.

Painel S1 – Definição de forçante radiativa

A forçante radiativa devido a um agente climático é definida como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, entre um estado de referência e um estado perturbado devido ao agente climático. As temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permite-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo. O estado de referência pode ser a ausência do agente climático, ou seu impacto em uma dada situação ou época, como, por exemplo, no início da Revolução Industrial (ca. 1750) adotado pelo *IPCC*, *Intergovernmental Panel on Climate Change* (Forster et al., 2007).

Além de agentes climáticos independentes, ocorrem também situações de inter-dependência entre agentes, chamados processos de retroalimentação, que tornam ainda mais complexa a compreensão de qual o efeito climático final de um certo agente. Alguns agentes climáticos podem influenciar o ciclo hidrológico. Por exemplo, alguns estudos mostram que a fumaça emitida em queimadas na Amazônia pode alterar o funcionamento natural das nuvens, diminuindo o volume de chuvas que essas nuvens podem produzir. 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. Em tais ciclos de retroalimentação, as relações de causa e efeito são complexas, e por esse motivo a avaliação do impacto sobre o clima é denominada efeito radiativo, e não uma forçante radiativa. Essa distinção é utilizada de forma rigorosa neste capítulo: agentes climáticos que atuam de forma independente exercem forçantes radiativas; aqueles que interferem em ciclos de retroalimentação exercem efeitos radiativos. É importante levar em consideração escalas de tempo e espaço. Mudanças climáticas que ocorrem em longo prazo, em escalas de milhares a milhões de anos, são controladas por variações orbitais do planeta. No entanto, numa escala de centenas de anos as mudanças orbitais são virtualmente irrelevantes, e outros fatores predominam. Um exemplo é a influência antrópica sobre o clima devido à emissão de gases de efeito estufa, que vem causando um aumento anômalo da temperatura média na superfície do planeta.

Este capítulo apresenta a definição formal de forçante radiativa, do potencial de aquecimen-to global e do potencial de temperatura global, que são grandezas utilizadas para padronizar uma metodologia de comparação, e que permitem estimar quantitativamente os efeitos de diferentes agentes climáticos. O capítulo apresenta uma revisão bibliográfica de estudos recentes, efetuados sobre o Brasil ou sobre a América do Sul, que identificaram alguns dos principais agentes climáticos naturais e antrópicos atuantes no país. Embora a intenção fosse apresentar, em números, a con-tribuição para a forçante radiativa atribuída aos diferentes agentes, a inexistência de trabalhos cien-tíficos no país para vários deles trouxe outra dimensão ao capítulo.

Os efeitos climáticos mais significativos em escalas de dezenas a centenas de anos, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis (fumaça) emitidos em queimadas por fontes antrópicas. A Tabela S1, discutida em detalhe no texto do capítulo, 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, mas suas propriedades podem ser alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros). Essas alterações podem envolver processos de retroalimentação, com possíveis impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas. Os resultados compilados neste capítulo 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 W m² a radiação à superfície, e contribuindo com cerca de +26 W m² no topo da atmosfera. Isso significa que as nuvens na Amazônia atuam causando em média um resfriamento da superfície, mas um aquecimento do planeta. Cabe ressaltar que o modo de distribuição vertical das nuvens 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 esse resultado não pode ser automaticamente estendido para outras regiões, com padrões de nuvens e características de superfície diferentes da região amazônica.

No Brasil, a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como prática agrícola ou na mudança da cobertura do solo. Como técnica agrícola, as queimadas são empregadas no combate de 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. Não se encontram na literatura científica estimativas de cálculos da forçante radiativa desses gases considerando as condições das emissões brasileiras.

Aerossóis antrópicos, emitidos principalmente em queimadas, podem absorver e refletir a luz do Sol. Essa interação direta entre aerossóis e a luz (radiação) solar define a forçante radiativa direta de aerossóis. Vários estudos quantificaram essa forçante de aerossóis antrópicos, sobretudo na Amazônia. Uma média ponderada de alguns dos resultados compilados neste capítulo resultou em uma forçante radiativa de -8,0±0,5 W m⁻², indicando que, em média, a fumaça emitida em queimadas contribui para resfriar o planeta, contrapondo-se parcialmente ao aquecimento causado por gases de efeito estufa antrópicos. É muito importante, no entanto, ressaltar que aerossóis e gases de efeito estufa 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 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 dias (são removidos da atmosfera e depositam-se sobre a superfície). Assim, a comparação das forçantes de aerossóis e gases de efeito estufa não pode ser feita diretamente.

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	Condiçãoª	Valor ^b (W m ⁻²)	Fonte de dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h°	[-110; -50]	Modelo climático	Betts et al., 2009
	Amazônia	SUP, 24h°	-76	Modelo climático	Miller et al., 2012
		TDA, 24h°	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,8	Satélite, modelo	Sena et al., 2013
			-7,3±0,9	radiativo	
	Amazônia	SUP, 24h ^d	-39,5±4,2	Sens. remoto,	Procópio et al., 2004
		ATM, 24h ^d	+31,2±3,6	modelo radiativo	
		TDA, 24h ^d	-8,3±0,6		
	Amazônia	TDA, 24h°	-16,5	Modelo climáti- co, medidas in-situ	Liu, 2005
Aerossol	Atlântico tropical	TDA, 24h°	-1,8	Satélite, modelo	Kaufman et al., 2005
Antrópico:		ATM, 24h ^e	+2,9	radiativo	
ofaitas	América do Sul	TDA, 24h	[-8; -1]	Modelo climáti-	Zhang et al.,
diretos		SUP, 24h	[-35; -10]	co, satélite	2008
anoiou	América do Sul	TDA, anual	[-1,0; -0,2]	Satélite	Quaas et al., 2008
	Amazônia	TDA	-13,0±3,9	Satélite, modelo	Patadia et al., 2008 Sena et al., 2013
		TDA, 24h	-7,6±1,9	radiativo	
	Amazônia	TDA, 24h	-5,6±1,7	Satélite, modelo radiativo	
	Floresta		-6,2±1,9		
	Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol Antrópico:	Hemisfério Sul	TDA, 24h°, alb	-0,70±0,45	Revisão da liter-	Lohmann e Feichter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3	atura	
	Atlântico tropical	TDA, 24hª, alb	-1,5	Satélite, modelo	Kaufman et al., 2005
efeitos		TDA, 24h ^e , ind	-9,5	radiativo	
indiretos	América do Sul	TDA, 24h, ind	[-5; +20]	Modelo climático	Zhang et al., 2008
	América do Sul	TDA, anual, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas et al., 2008
	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]		
Total Aerossóis e Nuvens	Amazônia	TDA, 24h°	-9,8	Modelo climáti- co, medidas in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h°	-11,3	Satélite, modelo	Kaufman et al., 2005
		SUP, 24h°	-8,4	radiativo	
	América do Sul	TDA, 24h	[-10; +15]	Modelo climáti-	Zhang et al., 2008
			[-35; -5]	co, satélite	

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.

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 desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada como, por exemplo, o albedo (refletividade da superfície). No caso da Amazônia, em geral, substitui-se uma superfície mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, constru-ções, etc.), o que implica em uma maior fração da luz solar sendo refletida de volta ao espaço. Encontrou-se um trabalho sobre a mudança de albedo em regiões desmatadas desde 1970 na Amazônia, que estimou em 7,3 \pm 0,9 W m² como o a magnitude dessa forçante antrópica. Note-se que esse valor é semelhante à forçante 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 com a radiação solar. Dessa forma, define-se a forçante indireta (i.e. mediada pela interação com nuvens) de aerossóis. 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 W m² 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 representado em modelos climáticos.

Não foram encontrados trabalhos avaliando a forçante radiativa no Brasil 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 hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos. Os trabalhos analisados na elaboração deste capítulo 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.

7.1 INTRODUÇÃO

7.1.1 OBJETIVOS E ESTRUTURA DO CAPÍTULO

Este capítulo discute estimativas da forçante radiativa e efeitos radiativos, sobre a atmosfera e a superfície, causados por agentes naturais e antrópicos sobre o Brasil. Resultados de medições *in situ*, inferências obtidas com sensoriamento remoto, e esforços de modelagem são considerados. As discussões deste capítulo abarcam estimativas para condições presentes. Observações climáticas sobre o passado são discutidas no capítulo 5 e cenários futuros de impacto climático são abordados no capítulo 9.

O capítulo inicia com a definição do conceito de forçante radiativa, explicando as sutilezas envolvendo essa definição, e o tipo de caracterização a ser considerada quando se comparam diferentes estimativas da forçante radiativa para um agente climático. O capítulo então aborda a importância da forçante radiativa devido às variações climáticas naturais, tais como a intensidade da atividade solar e o impacto de erupções vulcânicas, assim como a forçante de gases e aerossóis emitidos naturalmente por florestas, oceanos e a superfície terrestre. Efeitos radiativos importantes, tais como aqueles devidos às variações orbitais e ao efeito radiativo de nuvens, também são discutidos.

A forçante radiativa antrópica associada aos diversos agentes climáticos recebe ênfase destacada, uma vez que muito da literatura disponível cobre esse tópico. A mudança no uso do solo é a principal responsável pela emissão antrópica de CO₂ no Brasil, fazendo com que o país seja atualmente um importante emissor mundial desse gás (Cerri et al., 2009). Represas e barragens construídas para a geração de energia hidroelétrica contribuem com a emissão de CH, devido à decomposição de matéria orgânica em vastas áreas alagadas (Fearnside, 2004; Rosa et al., 2004). A quantificação e o monitoramento da forçante antrópica positiva (i.e. aquela que favorece um aumento das temperaturas na superfície do planeta) originada da emissão de gases de efeito estufa (GEE) são, portanto, relevantes para o país devido ao potencial impacto de grande escala dessas emissões. Mudanças do uso do solo na Bacia Amazônica também causam uma forçante radiativa devido à mudança do albedo de superfície. Em geral, essa mudança parte de uma condição de floresta, representada por baixo albedo, que é transformada em uma pastagem ou plantação com albedo mais elevado que o original (Sena et al., 2013). Mudanças de temperatura, umidade, e fluxos de calor latente e sensível são também consequências de atividades de mudança do uso do solo (Von Randow et al., 2004), mas não podem ser definidos como agentes de forçante radiativa uma vez que essas modificações são consideradas parte da resposta climática (cf. definição de forçante radiativa na seção 7.1.2).

Aerossóis emitidos em atividades de queima de biomassa no Brasil, e particularmente, na Amazônia e região central do país, são transportados até grandes distâncias das localidades originárias dos focos de incêndio. A fumaça cobre milhões de km2 todos os anos, por cerca de 3 a 4 meses durante a estação seca (agosto a novembro) (Freitas et al., 2009a; Martin et al., 2010; Pereira et al., 2009). Aerossóis de queimadas interagem diretamente com a radiação solar por absorção e espalhamento (efeitos radiativos diretos de aerossóis). Dependendo de características físicas e químicas das partículas de aerossóis e das propriedades de refletância da superfície, o efeito direto dos aerossóis pode exercer uma forçante radiativa significativa no topo da atmosfera. Em geral, isso representa um efeito líquido de resfriamento sobre o Brasil que se opõe parcialmente ao aquecimento induzido por emissões de GEE, embora as escalas temporais e espaciais de vida média de aerossóis e gases sejam muito diferentes. Aerossóis também interagem indiretamente com a radiação solar, causando a modificação de propriedades de nuvens que, por sua vez, exercem efeitos radiativos sobre o clima (efeitos radiativos indiretos de aerossóis). O efeito sobre o albedo de nuvens, também conhecido como efeito Twomey ou primeiro efeito indireto de aerossóis, refere-se à influência exercida por uma população aumentada de partículas de aerossóis, que causa a redução do raio efetivo de gotas de nuvens, sob a condição de manter-se fixo o conteúdo de água líquida em uma nuvem (Twomey, 1974). Gotas de nuvens menores resultam em nuvens mais brilhantes quando observadas do espaço, se comparadas a nuvens não perturbadas (Twomey, 1974). Isso resulta em um aumento líquido do albedo de nuvens que corresponde a uma forçante radiativa negativa, ou um efeito de resfriamento sobre o clima, já que uma maior fração da radiação solar é espalhada de volta ao espaço. O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) postula que nuvens com gotas menores são menos eficientes na produ-ção de precipitação, resultando numa extensão de seu tempo de vida médio, que contribui com um efeito de resfriamento sobre o clima, uma vez que mais radiação é espalhada de volta ao espaço devido ao maior período em que a nuvem está presente (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis indica que a absorção e o espalhamento de radiação solar por aerossóis podem modificar o perfil de temperatura e de umidade na atmosfera, além de propriedades de superfície como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente (Hansen et al., 1997). As características alteradas da atmosfera e da superfície acarretariam então em modificações em escala micro e macrofísica de propriedades de nuvens, que por sua vez induziriam efeitos climáticos. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o efeito semi-direto, não podem ser considerados agentes de forçante radiativa, uma vez que implicam em modificações de características atmosféricas e de superfície, as quais têm impacto sobre o ciclo hidrológico, levando inevitavelmente a processos de retroalimentação (cf. seção 11). Esses efeitos são, no entanto, discutidos neste capítulo, uma vez que esforços buscando sua quantificação são relevantes para estudos climáticos sobre o Brasil.

Este capítulo também discute a quantificação de efeitos da química atmosférica sobre a concentração e a distribuição espacial de aerossóis e GEE, que constituem os mais relevantes agentes antrópicos de forçante climática sobre o Brasil. Modelos numéricos regionais como o CATT-BRAMS (*Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System*) (Freitas *et al.*, 2011; Longo *et al.*, 2010) têm sido desenvolvidos particularmente ao longo da última década para a incorporação de processos físicos e químicos específicos para o país, procurando reproduzir as complexas trocas de energia, matéria e momento através do sistema acoplado superfície-atmosfera no Brasil. O modelo trata fontes e sumidouros de aerossóis e GEE, levando em consideração padrões de uso da terra e modelos de emissão devido à combustão de biomassa, a maior fonte de aerossóis antrópicos e GEE no país. Esses esforços tornam possíveis investigações de padrões espaciais e temporais da forçante radiativa devido a essas duas classes de agentes climáticos, permitindo um melhor conhecimento de seu impacto em escalas regionais.

O capítulo também trata da quantificação de métricas de emissão para GEE no Brasil. Essas métricas permitem definir um arcabouço numérico comum contra o qual o impacto de diferentes emissões de GEE pode ser avaliado e apoiar a definição de políticas climáticas por tomadores de decisões. O Potencial de Aquecimento Global (PAG), mede quanto um dado volume de um GEE contribui fisicamente para o aquecimento global. Essa métrica é uma medida relativa que compara o potencial de aquecimento de um gás àquele causado por um mesmo volume de um gás de referência, tipicamente o CO_2 . Um intervalo de tempo (e.g. 100 anos) deve ser definido para o cálculo do PAG. O Potencial de Temperatura Global (PTG) indica como a emissão de um dado GEE pode modificar a média global da temperatura da superfície, também usando um gás específico para comparação, usualmente tomando o CO_2 como referência (Shine et al., 2005).

O capítulo conclui com observações finais e considerações, resumindo os principais resultados de pesquisas recentes sobre a forçante radiativa natural e antrópica, e efeitos climáticos sobre o Brasil. Recomendações de tópicos que necessitam de maior cobertura e considerações para próximos passos em pesquisas são indicados, procurando reduzirem-se as incertezas que são mais relevantes para estudos climáticos no Brasil.

7.1.2 O CONCEITO DE FORÇANTE RADIATIVA

O Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (IPCC AR4) define o conceito de forçante radiativa (FR) como a diferença em irradiância líquida na tropopausa, em unidades de W m⁻², entre um estado de referência e um estado perturbado. A perturbação ocorre pela ação de um agente forçante enquanto as temperaturas de superfície e da troposfera são mantidas fixas, mas permitindo-se que a estratosfera atinja o equilíbrio radiativo (Forster et al., 2007). O relaxamento da temperatura estratosférica é importante em processos que modificam o perfil de temperatura nessa camada da atmosfera (e.g. FR devido à redução de ozônio estratosférico) (Haywood e Boucher, 2000). Por exemplo, uma forçante negativa indica um maior fluxo de energia deixando o Sistema Terrestre na tropopausa em um estado perturbado devido a um agente climático, comparado ao estado de referência. Com isso, tal agente representaria um efeito líquido de resfriamento sobre o clima, enquanto um agente com FR positiva indica um efeito de aquecimento climático. A escolha de um estado de referência pode ser subjetiva, sendo que alguns autores definem a era pré-industrial, ou então o ano de 1750, como tal estado (e.g. IPCC AR4). Uma caracterização climática da era pré-industrial depende, no entanto, de um conjunto de hipóteses e considerações para sua modelagem e, necessariamente, essa escolha carrega certo grau de arbitrariedade. Outra opção é considerar a completa ausência do agente forçante como estado de referência (e.g. atmosfera sem aerossóis quando se avalia a FR de aerossóis, Forster et al., 2007), ou ainda alguma definição de um nível "natural" ou não perturbado para o agente forçante (Forster et. al., 2007). Avaliações da FR feitas com definições diferentes sobre o estado de referência resultam em valores diversos para a mesma forçante, portanto qualquer comparação entre estimativas da FR deve esclarecer se a mesma referência foi utilizada.

A definição da FR delineada acima exclui processos de retroalimentação em estimativas de forçante,

uma vez que esses processos envolvem mudanças (i.e. respostas do sistema) em propriedades atmosféricas ou de superfície, que levam a modificações no agente em si. A distinção entre o quê exatamente constitui um agente forçante do clima, e o que são as respostas climáticas ou processos de retroalimentação, pode estar sujeita a debate na comunidade científica (Forster *et al.*, 2007). Respostas do sistema climático e sua retroalimentação exercem um papel fundamental e precisam ser levados em consideração quando se pretende avaliar cenários climáticos completos e seus padrões espaciais e temporais. No entanto, não são considerados agentes de FR neste capítulo, assim como não o são no *IPCC AR4*. Pode-se discutir o "efeito radiativo" devido a uma resposta climática iniciada por um agente climático, mas é importante distinguir esse termo do conceito de FR (Haywood e Boucher, 2000). Neste capítulo, os termos "efeito radiativo" e "forçante radiativa" são empregados rigorosamente seguindo a definição acima, em acordo com o utilizado pelo *IPCC AR4*.

A utilidade do conceito de FR vem da ideia de linearidade entre a resposta climática e a forçante. Nesse modelo simplificado uma mudança na temperatura da superfície média global pode ser calculada pela multiplicação de um coeficiente linear (o parâmetro de sensibilidade climática) pela FR devido a um dado agente e, em princípio, a eficácia de diferentes agentes pode então ser comparada. Entretanto, em geral as comparações não são diretas, uma vez que os padrões espaciais e temporais da FR global podem diferir significativamente entre agentes. O conceito de FR tem a limitação de não descrever a resposta climática completa devido a certo agente. Porém, por outro lado, os modelos climáticos necessários para se avaliar tal resposta climática ainda têm grandes divergências. Assim, ultimamente, o conceito de FR, por ser mais simples que a resposta climática, representa, na verdade, uma ferramenta mais confiável para se medir e comparar os efeitos de agentes climáticos.

Outras considerações devem ser levadas em conta ao se comparar diferentes avaliações da FR de um agente climático. Em geral, a FR depende do comprimento de onda da radiação; assim, uma distinção sobre o regime radiativo de ondas curtas, ondas longas ¹ ou um intervalo específico de comprimento de onda deve ser discutido. É possível definir ainda a forçante à superfície ou um perfil atmosférico da forçante para um agente, mas apesar dessas definições serem úteis para a quantificação de saldos de energia na interface superfície-atmosfera, elas não podem ser diretamente comparadas aos valores de FR que se referem estritamente à região da tropopausa (Forster *et al.*, 2007). A FR de um agente pode ainda ser avaliada instantaneamente, ou em médias temporais diárias, mensais, ou considerando outros intervalos de tempo. A variabilidade espacial da FR pode ser avaliada para uma região específica, ou uma estimativa global da FR pode ser estimada. É, portanto, necessário destacar possíveis divergências na metodologia usada para o cálculo de médias temporais e espaciais quando se comparam diferentes avaliações da FR.

7.2 FORÇANTE RADIATIVA NATURAL

O clima do Sistema Terrestre é controlado por diversos agentes e processos naturais, envol-vendo relações complexas entre subsistemas e efeitos de retroalimentação. Alguns agentes climáticos naturais atuam modificando a irradiância líquida na tropopausa. Assim, é possível definir para tais agentes uma FR natural sobre o Sistema Terrestre, para os quais o estado de referência em geral é considerado como a ausência do agente em questão, ou uma estimativa de sua condição na era pré-industrial.

A importância relativa entre as várias FR naturais depende da escala de tempo considerada. Em escalas de milhares a milhões de anos o principal agente climático natural são as variações orbitais, que contribuem com uma FR pela modificação da irradiância descendente na tropopausa em razão de mudanças da geometria orbital (Le Treut et al., 2007). Mudanças solares internas ou externas (e.g. ciclo de 11 anos do vento solar) contribuem também modificando a irradiância descendente na tropopausa e representam assim uma FR importante em escalas de dezenas a centenas de anos (Laut, 2003; Tinsley,

¹Termos em geral utilizados ao se referir à radiação solar e à radiação terrestre, respectivamente.

2008). Há estudos que buscam quantificar a influência de raios cósmicos na nucleação de partículas de aerossóis na atmosfera, com impacto sobre a microfísica de nuvens e, portanto, sobre o clima (e.g. Dorman, 2006; Enghoff et al., 2011). No Brasil, há ainda uma lacuna no estudo de efeitos de raios cósmicos sobre o clima, e em particular da quantificação dessa FR natural.

Na ausência de perturbações antrópicas, a influência de emissões de gases e aerossóis por florestas, solos (aerossóis minerais), e pela superfície oceânica traduz-se em uma FR natural, pela interação desses aerossóis e gases com a radiação solar. Em regiões da floresta amazônica foram identificadas partículas de aerossol natural provenientes de áreas desérticas na África (Ben-Ami *et al.*, 2010), o que pode ter influências na biogeoquímica da região amazônica, mas também apresentar uma FR com impacto importante em escalas de tempo geológicas, apesar de não haverem quantificações dessa forçante. Emissões vulcânicas de gases e aerossóis exercem uma FR natural devido à absorção e ao espalhamento de radiação solar, podendo modificar o equilíbrio radiativo da atmosfera globalmente após grandes erupções (Gleckler *et al.*, 2006), inclusive com impactos sobre a pre-cipitação (Trenberth e Dai, 2007). Os efeitos dessas emissões podem durar de meses até décadas (Gleckler *et al.*, 2006), porém ainda não são encontrados trabalhos mostrando estimativas dessa FR natural no Brasil.

Até a presente data os estudos efetuados no Brasil sobre agentes climáticos naturais, a serem discutidos nas próximas seções, não buscaram estimar sua contribuição para a FR natural, mas inferir sua influência sobre partes isoladas do sistema climático brasileiro. Alguns trabalhos, por exemplo, estudaram as variabilidades observadas na quantidade de precipitação (Souza Echer et al., 2008) e na espessura de anéis de crescimento de árvores (Nordemann et al., 2005; Rigozo et al., 2007, 2008), considerando distintas escalas temporais. Esses trabalhos avaliaram principalmente a influência de variações na irradiância solar através da análise de manchas solares sobre as variáveis estudadas. A influência das partículas de aerossol natural sobre o clima acontece tanto do ponto de vista radiativo, quanto por afetar o ciclo biogeoquímico de alguns elementos essenciais ao ecossistema terrestre. Do ponto de vista de ciclos biogeoquímicos, estudou-se o aporte de minerais a partir do transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010; Huang et al., 2010). A quantificação da FR exercida por agentes naturais sobre o Brasil constitui assim um tópico ainda incipiente na literatura científica.

7.2.1 EFEITOS CLIMÁTICOS ORBITAIS

Para ilustrar o impacto causado pelas variações da órbita terrestre ao redor do sol, cuja teoria foi proposta por Milankovitch em 1941, a Tabela 7.1 apresenta valores da irradiância média incidente sobre uma superfície horizontal no topo da atmosfera, para os meses de junho e dezembro sobre as latitudes de 0° (equador), 30°S e 60°S, de acordo com Berger e Loutre (1991)². Para efetuar as estimativas dessa tabela, Berger e Loutre (1991) adotaram o valor de 1360 W m⁻² para a constante constante solar³. Embora já mencionado no *IPCC AR4*, acrescenta-se, a título de comparação, que os valores médios diários da constante solar oscilaram entre 1363 a 1368 W m⁻² em medições efetuadas com satélites de 1979 a 2003 (Fröhlich e Lean, 2004). Tais variações foram atribuídas ao ciclo de aproximadamente 11 anos da atividade solar. Na Tabela 7.1, são comparados, para cada latitude, os valores médios de irradiância solar para o milênio atual, os valores mínimos e máximos mais recentes (isto é, referentes ao ciclo, de máximo e mínimo, que antecedeu o tempo presente) e os valores mínimos e máximos observados em toda a série de um milhão de anos, nos meses considerados. Para referência é indicado o milênio de ocorrência de cada máximo e mínimo. Nota-se que, quanto mais distante do equador, a diferença sazonal é mais significativa do que a diferença causada pelas variações orbitais num mesmo mês. Cabe ressaltar, obviamente, que as escalas temporais são ordens de grandeza distintas.

² Valores obtidos em ftp://ftp.ncdc.noaa.gov/pub/data/paleo/insolation/

Tabela 7.1. Irradiância média mensal incidente no topo da atmosfera a 0°, 30° S e 60° S para os meses de junho e dezembro, e valores mínimos e máximos observados em diferentes períodos. Equador

Equador					
Ju	nho	Dezembro			
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)		
atual	384,5	atual	410,7		
-1	383 <i>,</i> 6°	-11	380,2°		
-11	410,7 ^b	-22	414,6 ^b		
-209	357,9°	-959	357,4°		
-600	445,1 ^d	-970	445,1 ^d		
30° S					
Junho		Dezembro			
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)		
atual	212,6	atual	506,6		
-2	210,7°	-12	474,1°		
-12	223,3 ^b	-1	507,5 ^b		
-210	193,7°	-600	439,3°		
-600	251,8 ^d	-209	546,8 ^d		
	60	° S			
Junho		Dezembro			
Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)	Quando (x 1000 anos)	Quanto (W m ⁻²)		
atual	22,8	atual	508,5		
-8	19,9°	-12	482,3°		
-30	31,0 ^b	-2	511,9 ^b		
-211	17,0°	-600	433,4°		
-600	32,0 ^d	-209	558,4 ^d		

a) valor mínimo do último ciclo; b) valor máximo do último ciclo; c) valor mínimo observado no último milhão de anos; d) valor máximo observado no último milhão de anos.

As variações sazonais, como pode ser visto na própria Tabela 7.1, sempre ocorreram e têm duração de meses, ao passo que o efeito das variações orbitais tem duração de pelo menos mil anos. Exemplos de evidências paleoclimáticas dos efeitos das variações orbitais no Brasil são discutidos no Capítulo 5.

No próximo tópico são discutidos alguns efeitos climáticos associados às variações na atividade solar. Note-se que vários podem ser os fenômenos climáticos que afetaram as variáveis analisadas. Discussões mais aprofundadas sobre as observações de mudanças climáticas sobre o Brasil são discutidas no Capítulo 2.

³ Irradiância solar incidente perpendicularmente no topo da atmosfera ocorre quando a distância Terra-Sol é igual a uma unidade astronômica, ou 1,49598 x 101¹ m.

2008). Há estudos que buscam quantificar a influência de raios cósmicos na nucleação de partículas de aerossóis na atmosfera, com impacto sobre a microfísica de nuvens e, portanto, sobre o clima (e.g. Dorman, 2006; Enghoff et al., 2011). No Brasil, há ainda uma lacuna no estudo de efeitos de raios cósmicos sobre o clima, e em particular da quantificação dessa FR natural.

Na ausência de perturbações antrópicas, a influência de emissões de gases e aerossóis por florestas, solos (aerossóis minerais), e pela superfície oceânica traduz-se em uma FR natural, pela interação desses aerossóis e gases com a radiação solar. Em regiões da floresta amazônica foram identificadas partículas de aerossol natural provenientes de áreas desérticas na África (Ben-Ami *et al.*, 2010), o que pode ter influências na biogeoquímica da região amazônica, mas também apresentar uma FR com impacto importante em escalas de tempo geológicas, apesar de não haverem quantificações dessa forçante. Emissões vulcânicas de gases e aerossóis exercem uma FR natural devido à absorção e ao espalhamento de radiação solar, podendo modificar o equilíbrio radiativo da atmos-fera globalmente após grandes erupções (Gleckler *et al.*, 2006), inclusive com impactos sobre a precipitação (Trenberth e Dai, 2007). Os efeitos dessas emissões podem durar de meses até décadas (Gleckler *et al.*, 2006), porém ainda não são encontrados trabalhos mostrando estimativas dessa FR natural no Brasil.

Até a presente data os estudos efetuados no Brasil sobre agentes climáticos naturais, a serem discutidos nas próximas seções, não buscaram estimar sua contribuição para a FR natural, mas inferir sua influência sobre partes isoladas do sistema climático brasileiro. Alguns trabalhos, por exemplo, estudaram as variabilidades observadas na quantidade de precipitação (Souza Echer et al., 2008) e na espessura de anéis de crescimento de árvores (Nordemann et al., 2005; Rigozo et al., 2007, 2008), considerando distintas escalas temporais. Esses trabalhos avaliaram principalmente a influência de variações na irradiância solar através da análise de manchas solares sobre as variáveis estudadas. A influência das partículas de aerossol natural sobre o clima acontece tanto do ponto de vista radiativo, quanto por afetar o ciclo biogeoquímico de alguns elementos essenciais ao ecossistema terrestre. Do ponto de vista de ciclos biogeoquímicos, estudou-se o aporte de minerais a partir do transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (Ansmann et al., 2009; Ben-Ami et al., 2010; Huang et al., 2010). A quantificação da FR exercida por agentes naturais sobre o Brasil constitui assim um tópico ainda incipiente na literatura científica.

7.2.2 EFEITOS CLIMÁTICOS DEVIDO A VARIAÇÕES DA ATIVIDADE SOLARS

Souza Echer et. al., (2008) analisaram totais anuais de precipitação em uma escala temporal de cem anos a partir de medidas realizadas na região de Pelotas, Rio Grande do Sul, e utilizaram as técnicas espectral clássica, de ondeletas e de potência cruzada de ondeletas. A potência cruzada indica a escala de alta covariância entre duas séries temporais. A série temporal de precipitação cobriu os anos de 1895 a 1994 e os agentes climáticos naturais analisados foram o El Niño, a partir do índice de oscilação sul, oscilação quasi-bienal e atividade solar, esta, a partir da série temporal de manchas solares (Rz⁴, com ciclo característico de aproximadamente 11 anos e Rz22, ciclo de apro-ximadamente 22 anos, também denominado ciclo duplo de manchas solares). A análise clássica mostrou que a precipitação, durante o período coberto pela análise, apresentou vários ciclos de períodos curtos, entre 2,2 e 5,6 anos e períodos de 8,9 a 11,7 anos. A análise de ondeletas identificou um ciclo intermitente com período de aproximadamente 2 a 8 anos. A análise de potência cruzada mostrou que a precipitação e a oscilação quasibienal apresentaram correlação em períodos de 2 a 3 anos de forma contínua ao longo do intervalo temporal analisado. A precipitação e o índice de oscilação sul apresentaram potências cruzadas maiores ao redor de 4 a 8 anos, de forma esporádica. O número de manchas solares e a precipitação apresentaram elevada potência cruzada ao redor do período de 11 anos do ciclo solar, embora de forma esporádica. Finalmente, com Rz22 a potência cruzada com a precipitação mostrou-se elevada ao redor de 20 a 22 anos, com duração mais persis-tente guando comparada ao ciclo de 11 anos.

⁴ Rz é o número relativo de manchas solares (Izenman, 1983).

Souza Echer et. al., (2008) concluíram que o principal agente climático a influenciar a variabilidade da precipitação observada em Pelotas é o *El Niño*, com aumento da quantidade de precipitação na região durante a fase quente do fenômeno. A dependência multi-linear simples entre a atividade solar, *El Niño* e oscilação quasi-bienal explicou apenas 30% da variabilidade observada. Os 70% restantes poderiam estar associados a acoplamentos não lineares entre a atividade solar, *El Niño*, oscilação quasibienal, e outros fatores ainda passíveis de investigação. No entanto, cabe notar que a influência de outros agentes climáticos, inclusive antrópicos, não foi considerada pelos autores.

Gusev et. al., (2004) estudaram a variabilidade da precipitação em três localidades no Brasil, em Pelotas, no Rio Grande do Sul, Campinas, em São Paulo, e em Fortaleza, no Ceará, de 1849 a 2000. Os autores encontraram uma periodicidade bidecadal pronunciada ao longo de até 150 anos, com correlações significativas com o ciclo solar de 22 anos, exceto para Campinas. Gusev et. al., (2004) advertiram, no entanto, que para se obter tais correlações é necessário impor uma mudança arbitrária da fase de correlação entre as séries temporais de precipitação e de número de manchas solares. Para Fortaleza, os autores impuseram a ocorrência de uma mudança de fase localizada entre os anos de 1942 e 1945, e com isso a correlação obtida foi de aproximadamente 0,80, significativa⁵ ao nível de 0,1%. Para Pelotas, Gusev et. al., (2004) situaram uma mudança de fase entre 1920 e 1922, e assim a correlação entre precipitação e manchas solares atingiu patamares entre 0,60 e 0,80, significativa ao nível de 0,1%. As fases de correlação foram distintas para as duas localidades, isto é, enquanto em Fortaleza no início da série temporal notou-se uma anti-correlação entre o número de manchas solares e a precipitação, em Pelotas as duas séries temporais foram inicialmente correlacionadas positivamente. A ocorrência de fases distintas para cada localidade, juntamente com a necessidade de imposições artificiais de mudanças de fase, são pontos controversos desse estudo de Gusev et. al., (2004). Essas questões apontam para a necessidade de mais investigações visando o estudo dos potenciais mecanismos físicos que possam explicar os fenômenos observados nas interações entre atividade solar e precipitação.

Estudos da influência de agentes climáticos naturais sobre a espessura de anéis de crescimento de árvores também foram baseados em análise espectral e de ondeletas. Amostras foram coletadas no Brasil e no Chile (Nordemann et al., 2005; Rigozo et al., 2007) e apenas no Brasil (Rigozo et al., 2008). No estudo de Nordemann et. al., (2005), as árvores analisadas tinham cerca de 200 anos (brasileira) e 2500 anos (chilena). No trabalho de Rigozo et al. (2007) as árvores analisadas tanto brasileiras guanto chilenas correspondiam ao período entre 1837 e 1994. Finalmente, as árvores analisadas no trabalho de Rigozo et al. (2008) representaram o período entre 1741 e 2004. As árvores brasileiras foram coletadas em localidades do sul do país, mais especificamente dos estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Os agentes avaliados foram a atividade solar, através do número de manchas solares, e o El Niño, a partir do índice de oscilação sul. Os resultados mostraram que as árvores sofreram influência tanto da atividade solar quanto de efeitos mais locais, como o El Niño, sendo que as árvores brasileiras são mais sensíveis à variação na atividade solar, ao passo que as espécies chilenas apresentaram maior variabilidade associada aos períodos característicos do El Niño. Vale ressaltar que a influência do número de manchas solares diretamente sobre o crescimento das árvores ainda não é bem compreendida. A variabilidade na irradiância solar total, devido ao ciclo de manchas solares, em princípio é desprezível no que diz respeito à atividade fotossintética e, por esse motivo, argumenta-se sobre a possibilidade de que variações na atividade solar causem alterações no padrão de precipitação ou do perfil vertical de temperatura, afetando indiretamente o crescimento das árvores.

7.2.3 EVIDÊNCIAS DO APORTE DE AEROSSOL MINERAL DA ÁFRICA PARA O BRASIL

Desde a década de 1980, vários autores discutiram o transporte de poeira do deserto do Saara para a região amazônica (e.g. Swap et al., 1992), a partir de medidas *in situ* ou a bordo de aeronaves. Huang e colaboradores (2010) analisaram inferências da profundidade óptica do aerossol a partir de medições realizadas pelo sensor MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer), a bordo do satélite Aqua, e de perfis verticais de poeira obtidos com o sensor CALIPSO (*Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observation*). As imagens analisadas foram obtidas durante os anos de 2003 a 2007. Os autores observaram que a pluma de poeira viaja a uma velocidade média de 1000 km

por dia e atinge a América do Sul em média uma semana após sua emissão. Os eventos que atingem a América do Sul são mais frequentes nos períodos de verão e outono no Hemisfério Sul (entre dezembro e maio), e estão relacionados ao movimento sazonal da ZCIT (Zona de Convergência Intertropical).

Ben-Ami e colaboradores (2010) analisaram um evento de transporte de poeira para a Amazônia entre os dias 11 e 27 de fevereiro de 2008. Nesse estudo analisaram imagens dos satélites Terra, Aqua, do sensor CALIPSO e a concentração de elementos químicos em amostras coletadas em filtros durante o experimento AMAZE-08 (Amazonian Aerosol Characterization Experiment), realizado entre 7 de fevereiro e 14 de março de 2008, em um sítio experimental localizado a 60 km de Manaus. A partir da emissão, detectada por meio de imagens de satélite, os autores acompanharam a pluma durante o deslocamento sobre o oceano Atlântico, incluindo informações sobre a profundidade óptica do aerossol obtida, ainda sobre o continente africano, em Ilorin, Nigéria, a partir de um fotômetro da rede AERONET (Aerosol *Robotic Network*). Após a chegada da pluma sobre a Amazônia, a análise elementar dos filtros permitiu a observação do aumento das concentrações de metais traçadores de poeira, como Al, Si, Ti, Fe e Mn, em aproximadamente uma ordem de magnitude. Finalmente uma análise de trajetórias obtidas com o modelo HYSPLIT (Hybrid Single-Particle La-grangian Integrated Trajectory) corroborou o trabalho de Koren *et al.* (2006) que indicaram a origem das massas de ar sobre a depressão de Bodélé, na África, uma das mais ativas fontes de poeira, cuja emissão é máxima durante os meses de verão no Hemisfério Sul.

Cabe ressaltar que durante o verão no Hemisfério Sul a região do Sahel africano produz grandes quantidades de aerossol devido à queima de biomassa e, portanto, grande parte do transporte de poeira chega à América do Sul misturada com a fumaça das queimadas. Em alguns casos, a contribuição de partículas oriundas das queimadas pode ser maior que a de poeira, conforme discutido por Ansmann *et al.* (2009). Esses autores estudaram o transporte de partículas de aerossol de poeira e de queimadas utilizando dois instrumentos Raman Lidar, um deles instalado em Praia, Cabo Verde, e o segundo em Manaus, Brasil, também durante o mês de fevereiro de 2008. Na região de Cabo Verde, a pluma de aerossóis consiste de várias camadas, atingindo altitudes de até 5,5 km. Com a chegada de tais plumas à região amazônica, a profundidade óptica do aerossol pode chegar a 0,3 na faixa espectral de 550 nm, com a pluma distribuída de forma mais uniforme verticalmente e com altura máxima de 3,5 km.

Nos trabalhos relacionados ao aporte de aerossóis de poeira de deserto da África para a região amazônica não há discussões ou tentativas de se estimar a FR natural devido ao impacto desse agente climático. Por outro lado, uma vez que o aporte de poeira pode conter contaminação importante de fumaça de queimadas na África, a obtenção de uma estimativa da FR natural sobre a região amazônica devido ao transporte de poeira é dificultada pela presença desse aerossol de origem antrópica.

7.2.4 O EFEITO RADIATIVO DE NUVENS

Segundo a definição apresentada na seção 11, formalmente os efeitos radiativos de nuvens não se ajustam à definição de FR devido à incidência de processos de retroalimentação climática através de sua influência sobre o ciclo hidrológico. No entanto, esses efeitos radiativos naturais são fundamentais para o clima em escalas de tempo de décadas a séculos, sendo um dos tópicos que mais necessitam de estudos e avanços conceituais em modelos climáticos.

As nuvens constituem um dos principais componentes do sistema climático para a determinação da quantidade de energia solar absorvida pela superfície terrestre, da radiação térmica emitida para o espaço e dos processos de retroalimentação do sistema climático. Enquanto as nuvens controlam a energia do sistema climático, elas são extremamente dependentes da superfície e das condições atmosféricas que originam diferentes tipos de nuvens, com diferentes propriedades radiativas. A convecção na região tropical é o principal mecanismo para exportar o excesso de energia para as regiões com déficit de energia. Neelin e Held (1987) argumentaram que a divergência do fluxo de energia radiativa no topo da atmosfera foi positiva se os fluxos na superfície (latente e sensível) foram maiores que o resfriamento radiativo da troposfera. Os fluxos na superfície são as principais fontes de energia estática úmida na camada abaixo da nuvem. Esses fluxos geram movimentos ascendentes e formam nuvens convectivas, modificando os processos de resfriamento e aquecimento radiativo da atmosfera. Esse complexo sistema radiativo é acoplado ao sistema dinâmico e termodinâmico que determinam a dinâmica das nuvens. O conhecimento dos processos de interação das nuvens com a radiação, e vice-versa, é fundamental para simular com precisão os diferentes cenários de mudanças climáticas. Os processos de retroalimentação entre nuvens e radiação estão relacionados ao tipo de nuvens, à sua interação com aerossóis naturais e antrópicos (cf. seção 7.3.2.) e aos processos de formação dos diferentes hidrometeoros.

Um aumento da temperatura média do planeta poderia gerar uma mudança no comportamento e na distribuição das nuvens e de suas propriedades. Tais mudanças podem ser significativas através de uma retroalimentação positiva ou negativa, favorecendo ainda mais o aquecimento, ou agindo como um termostato, resfriando a temperatura do planeta de forma a compensar parcialmente o aumento devido aos gases do efeito estufa. Para a análise específica do efeito de retroalimentação das nuvens, foram concebidos vários sensores orbitais, como o ERBE (Earth Radiation Budget Experiment, cf. Barkstrom (1984) para uma descrição detalhada). Os radiômetros desenvolvidos para esse fim medem basicamente a radiação emergente no topo da atmosfera na banda das ondas curtas (a radiação solar refletida pelo sistema terrestre) e no infravermelho (a radiação emitida pelo sistema terrestre). Atualmente o radiômetro orbital que é a referência para esse tipo de estudo é o CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) (Wielicki et al., 1996). Esse sensor está instalado nos satélites polares Terra, Aqua e no satélite equatorial TRMM atualmente em órbita, e está previsto também para a próxima geração de satélites NPP (National Polar-orbiting Operational Environmental Satellite System (NPOESS) Preparatory Project). O GERB (Geostationary Earth Radiation Budget), (Harries et al., 2005) é outro sensor do mesmo tipo, a bordo do satélite MSG (Meteosat Second Generation), sendo o primeiro radiômetro para avaliação do balanço de radiação em um satélite geoestacionário, portanto, com medidas de grande resolução temporal comparadas a medidas efetuadas em satélites polares. A resolução temporal é um aspecto muito importante no estudo do balanço radiativo do planeta dado que o tempo de vida médio de nuvens varia entre minutos e horas. Com base nas medidas disponíveis, diversos grupos se esforçaram para compilar resultados globais buscando avaliar o balanço de radiação do planeta e compreender os possíveis efeitos de retroalimentação das nuvens. Dois conjuntos de dados podem ser considerados como os mais importantes à disposição, o ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project) (Schiffer e Rossow, 1983) e o ERBE (Wielicki e Green, 1989).

Além da observação com o uso de satélites, o efeito radiativo das nuvens pode ser analisado por intermédio da combinação de propriedades médias das nuvens e da atmosfera, e pelo uso de modelos radiativos. Esses modelos permitem simular o balanco de radiação e estudar em detalhes o efeito de cada tipo de nuvem e seus mecanismos de retroalimentação. Modelos de circulação geral da atmosfera (MCGA) descrevem as propriedades físicas da atmosfera, e modelos radiativos aco-plados aos MCGA permitem avaliar o efeito no clima devido a mudanças antrópicas ou naturais. Embora tenha havido um significativo aumento no conhecimento que permitiu desenvolver tais modelos, ainda existem muitas incógnitas para descrever com precisão os processos que controlam a interação da radiação solar e térmica com a superfície da terra, atmosfera e nuvens. Existem incoerências entre observações e as simulações utilizando esses modelos radiativos. As nuvens são as principais fontes de incertezas desses modelos principalmente na quantificação dos processos de gelo (cristais de gelo com diferentes formatos e diferentes densidades) e na camada mista água-gelo, isto é, ainda há divergências significativas na determinação e na parametrização dessa camada no interior de nuvens. Além disso, os efeitos tridimensionais dos processos de espalhamento radiativo das nuvens e sua interação com os outros campos de nuvens precisam ser ainda muito aprimorados (Cahalan et al., 2005). Mesmo a parametrização dos processos que envolvem a radiação de céu claro na faixa do infravermelho, também importante no balanço radiativo, e que atingiu significativo avanço em modelos radiativos (Turner et al., 2004), ainda apresenta discrepâncias importantes devido ao complexo espectro de absorção do vapor d'água (Ptashnik et al., 2004). Machado e Rossow (1993) apresentaram um estudo discutindo o efeito dos sistemas convectivos nos mecanismos de retroalimentação das nuvens para a região tropical, levando em conta não somente o efeito no topo da atmosfera, como é comumente analisado, mas os efeitos do aquecimento na coluna atmosférica que podem estabilizar ou instabilizar a coluna inibindo ou auxiliando o desenvolvimento da convecção. Esses estudos concluíram que o efeito radiativo médio diário das nuvens no topo da atmosfera devido aos sistemas convectivos é relativamente pequeno: a parcela composta por nuvens cirrus contribui com um efeito radiativo positivo, mas nuvens convectivas e estratiformes apresentam efeitos negativos, resfriando o sistema terrestre. Essa ação média quase nula é resultado de um ajuste de efeitos que aquecem e resfriam em diferentes níveis da atmosfera. O efeito médio geral das nuvens de resfriarem a superfície e aquecerem a atmosfera contribui para a estabilização da atmosfera e pode favorecer o decréscimo da ocorrência de nuvens rasas e assim gerar um importante efeito de retroalimentação com o resfriamento do planeta. Os perfis verticais de aquecimento e resfriamento radiativo podem ser importantes para sistemas convectivos de longa duração. Por exemplo, o ciclo diurno da convecção nos oceanos, com máximo no período da noite, pode ser explicado pelo efeito de aquecimento da coluna atmosferica e resfriamento do topo da atmosfera gerando uma circulação direta (Gray e Jacobson, 1977).

Além disso, Chen e Cotton (1988) mostraram que o efeito radiativo das nuvens pode ser importante para a dinâmica dos sistemas de mesoescala e, consequentemente, para a circulação geral do planeta. Nesses sistemas, o efeito radiativo age para instabilizar as camadas médias da atmosfera, que reforça a circulação em mesoescala, que por sua vez sustenta uma maior intensidade de convecção. Embora mencionado que o efeito radiativo líquido do sistema convectivo no topo da atmosfera é praticamente nulo (um pequeno resfriamento), esses resultados foram obtidos considerando as propriedades médias de nuvens e as mantendo durante todo o dia. Contudo, esse efeito deve ser considerado regionalmente e em função do ciclo de vida do sistema convectivo e do ciclo diurno. Sistemas noturnos tendem a ter um efeito radiativo líquido positivo, enquanto nuvens diurnas tendem a apresentar efeitos radiativos negativos. Miller et al. (2012, no prelo) estimaram o efeito radiativo de diferentes tipos de nuvens em diferentes regiões. Na região amazônica os cálculos mostraram que as nuvens contribuíram com -76 W m² para o balanço radiativo à superfície e com +26 W m⁻² no topo da atmosfera. A Figura 7.1, extraída do trabalho de Betts et al. (2009), mostra o efeito radiativo médio mensal das nuvens sobre a região amazônica a partir da análise de dados de 1990 a 2001 do ISCCP (curvas verdes) e de reanálises de modelos hidrológicos (curvas azuis e vermelhas). Foram comparadas as situações de céu claro com situações nas quais foi detectada a presença de nuvens. Na Figura 7.1a, concentrando-se apenas nos resultados do ISCCP (curva verde) observa-se que a presença de nuvens reduziu significativamente a irradiância solar incidente em superfície, podendo causar um déficit médio da ordem de 50 W m⁻² nos meses de junho e julho a até aproximadamente 110 W m⁻² em fevereiro.



Figura 7.1. Ciclo médio anual e a) irradiância solar descendente em superfície para situações de céu claro e na presença de nuvens; b) albedo efetivo de nuvens (vide definição no texto); c) saldo de radiação líquida para céu claro e na presença de nuvens; d) fração de cobertura de nuvens. Extraída de Betts et al. (2009).
A presença das nuvens reduziu a quantidade de radiação solar incidente na superfície de 20 a 35%. O efeito pode ser observado na Figura 7.1b, que mostra a variação mensal no período analisado do albedo efetivo das nuvens para radiação solar descendente, definido na equação 7.1:

nuvem = Irradiância nuvem – Irradiância céuclaro Irradiância céuclaro eq. 71

onde Irradiância (nuvem) é a irradiância solar descendente em superfície para situações com nuvens e Irradiância(céu claro) é a irradiância solar descendente em superfície na ausência total de nuvens. O déficit de radiação solar em superfície claramente afetou o saldo líquido de radiação (Figura 7.1c), isto é, a quantidade de energia disponível em superfície para gerar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Finalmente, a Figura 7.1d mostra que durante todos os meses do ano, a fração média mensal de cobertura de nuvens na Amazônia é significativa, mesmo nos mais secos, entre julho a setembro.

7.3 FORÇANTE RADIATIVA ANTRÓPICA

As atividades humanas induzem mudanças em componentes-chave do Sistema Climático Terrestre, conforme discutido no *IPCC AR4* (Le Treut et al., 2007). De acordo com a definição apresentada na seção 7.1.2, algumas dessas modificações podem ser quantificadas e expressas em termos de FR, significando alterações líquidas na irradiância total descendente à tropopausa. As escalas de tempo em que os agentes antrópicos exercem sua influência são consideravelmente heterogêneas, podendo variar desde dias a séculos. Similarmente, as escalas espaciais da atuação de agentes responsáveis pela FR antrópica podem variar desde centenas de quilômetros até extensões globais, como no caso da emissão de GEE.

As atividades de uso do solo e sua modificação são responsáveis pela maior contribuição brasileira para o aquecimento global antrópico devido à emissão de GEE em queimadas, tais como CO₂, CH₄ e N₂O (Cerri et al., 2009, cf. seção 7.5). Ainda assim não foram encontradas referências sobre cálculos da FR antrópica sobre o Brasil devido à emissão desses gases. Por hora há apenas um esforço para a organização de inventários de emissões de GEE, que constitui um passo anterior necessário à quantificação da FR devida a esses gases. Além de GEE, as queimadas originadas de atividades antrópicas emitem grande quantidade de aerossóis, partículas microscópicas que constituem a fumaça originada em processos de combustão. Essas partículas são agentes que influenciam o clima devido à sua interação direta com a radiação solar, ou indireta pelo fato de causarem perturbações em nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre (Kahn et al., 2009). No Brasil, a FR antrópica, devido às interações direta e indireta de aerossóis com a luz solar vem sendo estudada há décadas, utilizando-se combinações de resultados de medidas in situ, sensoriamento remoto e modelos radiativos. Dentre todos os agentes climáticos antrópicos, a FR de aerossóis no Brasil é a melhor conhecida, com resultados que mostram seu impacto à tropopausa (i.e. definição formal da FR), seu efeito radiativo sobre a coluna atmosférica, sobre a superfície, interações indire-tas envolvendo nuvens e alterações de sua microfísica (e.g. Martins et al., 2011). Mais recentemente, há trabalhos que procuram explorar a variabilidade espacial e temporal da FR antrópica devido a aerossóis (e.g. Patadia et al., 2008; Rosário, 2011). O monitoramento desse componente da FR antrópica é essencial para conhecer o balanço de radiação sobre o Brasil e suas consequências climáticas.

Em contraste com a FR de aerossóis, a FR para o Brasil devido a outros agentes climáticos de origem antrópica ainda é pouco conhecida. Algumas vezes a FR não é nem mesmo mencionada na literatura científica, de modo que sua importância relativa não pode ser quantificada: não há números que permitam comparar sua magnitude em comparação com a FR devido a outros agentes antrópicos ou naturais. Por exemplo, o impacto radiativo do ozônio estratosférico, ou efeitos radiativos do ozônio fotoquímico troposférico, ainda não parecem ter sido adequadamente estudados. No setor de transportes, a aviação é responsável pela injeção de vapor d'água na região da tropopausa, com a formação de trilhas de condensação de vapor e nuvens cirrus persistentes. Isso pode contribuir com uma FR positiva resultando em aquecimento da superfície terrestre, mas não há resultados disponíveis para o impacto climático do tráfego aéreo no Brasil.

As mudanças antrópicas no uso do solo como, por exemplo, o processo de longo prazo de urbanização das cidades brasileiras a partir de 1808⁶, ou a conversão de florestas para a agropecuária na região amazônica desde 1970, resultaram em modificações de propriedades da superfície vegetada. Vários estudos realizados nas últimas décadas estudaram mudanças de propriedades da superfície, como o albedo, fluxos de umidade, calor sensível e latente (Alvalá et al., 2002; Fisch et al., 2004; Loarie et al., 2011; von Randow et al., 2004). Recentemente, Loarie et al. (2011) analisaram o impacto da conversão de cerrado para produção agrícola ou pastagem, e destes para cana-de-açúcar, em cinco estados brasileiros. De acordo com seus resultados, a conversão da vegetação natural para agricultura ou pastagem causou aumento da temperatura e do albedo da superfície e diminuição da evapotranspiração. Por outro lado, a conversão de pastagem ou outro produto agrícola para cana-de-açúcar, resultou em diminuição da temperatura da superfície e aumento da evapotranspiração e do albedo da superfície. Essas alterações podem afetar os fluxos turbulentos em superfície que controlam processos de formação de nuvens e precipitação. Note-se que, segundo a definição discutida na seção 11, os efeitos radiativos decorrentes de mudanças em fluxos de umidade, calor sensível e latente, embora importantes para o balanço de radiação, não podem ser considerados como FR uma vez que tais fluxos modificam a estrutura do perfil termodinâmico atmosférico influenciando a formação de nuvens e o ciclo hidrológico.

A mudança do albedo da superfície, decorrente de alterações antrópicas no uso do solo, resulta numa FR devido à substituição de uma superfície, em geral mais escura (floresta), por superfícies mais brilhantes (e.g. plantações, estradas, construções, etc.), o que implica em uma maior fração da radiação solar sendo refletida de volta ao espaço. Do ponto de vista histórico, o processo de modificação do albedo da superfície vegetada no Brasil decorre da expansão da ocupação urbana, da industrialização e da intensificação da agropecuária, particularmente desde o início do século XIX. A literatura não registra trabalhos que avaliem o impacto radiativo da mudança histórica de albedo da superfície para o Brasil nesse período. Na Amazônia, o processo de ocupação intensificou-se desde 1970, com a abertura de estradas e a adoção de políticas de favorecimento de colonização. Segundo Fausto (2002), o número de habitantes em Rondônia passou de cerca de 110 mil em 1970 para cerca de 1,1 milhão em 1990. O INPE monitora o desflorestamento na Amazônia desde 1988 utilizando instrumentos a bordo de satélites. Estima-se que cerca de 7000 km² de floresta foram desmatadas em 2010⁷ . O desmatamento na Amazônia é motivado por razões econômicas, com a conversão de florestas para pastagens e campos agrícolas. Sena et. al., (2013) estudaram a FR de mudança de albedo em regiões desmatadas da Amazônia usando medidas efetuadas pelos sensores CERES e MODIS a bordo do satélite Terra. Esses autores analisaram a irradiância ascendente no topo da atmosfera em condições de céu limpo (sem nuvens e sem aerossóis) ao longo de dez anos entre 2000 e 2009 (meses de agosto e setembro), para duas regiões próximas em Rondônia. Uma das regiões tem cobertura vegetal de floresta primária, representando a mata nativa, enquanto a outra foi desmatada após 1970. A diferença na irradiância média no topo da atmosfera entre a área de floresta primária e a área desmatada representa o efeito radiativo devido à mudança de albedo da superfície decorrente da modificação do uso do solo. Sena et. al.,.(2013) estimaram em 7,3±0,9 W m² como a intensidade média de 24h dessa FR antrópica. Esse valor é da mesma ordem de grandeza que a FR direta de aerossóis antrópicos, conforme discutido na próxima seção. Não há outros trabalhos que avaliem essa fração da FR antrópica devido à mudança do albedo de superfície na Amazônia.

Para o tomador de decisão, a quantificação e o monitoramento de todos os aspectos da FR antrópica é fundamental, por se tratar de uma esfera em que a sociedade organizada tem a capacida-de de agir de forma a minimizar impactos deletérios sobre o meio ambiente. Por esse motivo é es-sencial conhecer e comparar a FR dos diversos agentes antrópicos para se determinar sua importância relativa e elaborar cursos de ação política que sejam realmente eficazes numa escala de tempo determinada.

⁶ A data corresponde à chegada da Família Real portuguesa ao Brasil, iniciando uma fase de desenvolvimento econômico acelerado (Fausto, 2002).

⁷Estimativas anuais de desflorestamento disponíveis em http://www.obt.inpe.br/prodes/index.html

7.3.1 FORÇANTE RADIATIVA DIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Aerossóis naturais ou antrópicos podem afetar o sistema climático interagindo diretamente com a radiação, pelo espalhamento e absorção de radiação solar e terrestre. A esse efeito pode corresponder tanto uma FR positiva, contribuindo para o aquecimento da superfície terrestre, quanto uma FR negativa, correspondendo ao resfriamento da superfície, dependendo ultimamente das propriedades ópticas dos aerossóis e da refletância da superfície. O estado de referência pode variar entre trabalhos distintos, dificultando a comparação entre eles. Os autores adotam diferentes cenários, que variam desde uma comparação com uma atmosfera sem a presença de aerossóis a uma atmosfera com concentração de fundo de aerossóis. Esta concentração de fundo é subjetiva, pois pode ser a concentração da era pré-industrial (referência adotada no *IPCC AR4*), que, por sua vez, depende de várias hipóteses consideradas nos modelos, ou pode ser a concentração natural dos ae-rossóis na atmosfera, antes da perturbação imposta pela atividade antrópica em questão.

Patadia et. al., (2008) utilizaram observações por satélite com o uso de múltiplos sensores (MODIS, MISR – Multi-angle Imaging Spectroradiometer e CERES, a bordo da plataforma Terra) sobre a região amazônica para a estimativa das médias diurnas da FR direta dos aerossóis no topo da atmosfera para dias sem nuvens. A FR foi encontrada pela diferença entre as irradiâncias obtidas pelo CERES na ausência e na presença de aerossóis. Estes valores não podem ser obtidos simultaneamente para um mesmo *pixel*. Portanto foi utilizada uma aproximação para a irradiância quando a profundidade óptica dos aerossóis fosse igual a zero, através da intercepção da linha de regressão entre a profundidade óptica do aerossol e a irradiância solar, obtidas, respectivamente, pelo MISR e pelo CERES. Os autores analisaram observações de cinco anos entre 2000 a 2005 (com exceção de 2004), obtendo a FR antrópica do aerossol entre -5,2 W m² a -9,4 W m², com média no período de -7,6±1,9 W m². A profundidade óptica do aerossol (em 560 nm) variou de 0,15 a 0,36, sendo a mé-dia dos cinco anos para os meses de agosto e setembro⁸ igual a 0,24.

Utilizando uma metodologia semelhante àquela de Patadia et al. (2008), Sena et. al., (2013) calcularam a forçante direta de aerossóis antrópicos sobre a Amazônia entre 2000 e 2009, sobre regi-ões com cobertura vegetal de floresta primária e de cerrado. Esses autores utilizaram medidas dos sensores CERES e MODIS para avaliar a FR direta instantânea do aerossol antrópico, e desenvolveram um modelo radiativo para a descrição do albedo de superfície para cálculos da FR média de 24h. Sobre a Amazônia como um todo, Sena et. al., (2013) estimaram a FR de aerossóis como $5,6\pm1,7$ W m⁻², semelhante ao valor encontrado por Patadia et al. (2008). Sena et. al., (2013) esti-maram a FR em $6,2\pm1,9$ W m⁻² sobre pixels classificados como floresta, e em $4,6\pm1,6$ W m⁻² para pixels sobre o cerrado. As diferenças entre intensidades da FR sobre floresta e cerrado refletem heterogeneidades em escalas regionais, devido principalmente a diferenças no albedo de superfície e na profundidade óptica média do aerossol antrópico sobre esses biomas.

Zhang et. al., (2008) utilizaram simulações com o modelo climático regional RegCM3 para estimar a distribuição espacial da FR antrópica direta dos aerossóis sobre a América do Sul. O sensor MODIS e o modelo global GOCART (Goddard Chemistry Aerosol Radiation and Transport) forneceram dados de entrada da distribuição espacial da profundidade óptica dos aerossóis (em 550 nm), do fator de assimetria e do albedo simples para o mês de setembro de 2002. A FR foi calculada considerando uma pluma de fumaça distribuída homogeneamente na vertical em uma camada de 3 km de altitude e adotando-se, como estado de referência, a ausência de aerossóis atmosféricos. Os autores obtiveram resultados que apontam valores da FR direta dos aerossóis sem a presença de nuvens variando entre cerca de -8 a -1 W m⁻² no topo da atmosfera, e um efeito radiativo à superfí-cie entre cerca de -35 a -10 W m⁻². A eficiência da FR direta sem nuvens, definida como a FR nor-malizada pela profundidade óptica dos aerossóis (τ), foi de aproximadamente -10 a -15 W m-2 τ^{-1} no topo da atmosfera, e a eficiência do efeito radiativo à superfície foi de -70 a -80 W m⁻² τ^{-1} .

⁸Agosto e setembro são os meses com maior concentração de aerossóis na atmosfera devido à estação seca e da maior ocorrência de queimadas (Martin et al., 2010).

Liu (2005) efetuou cálculos com um modelo climático regional acoplado a um modelo de transferência radiativa na coluna atmosférica (ambos do NCAR – National Center for Atmospheric Research, Estados Unidos), considerando como estado de referência a ausência de aerossóis. Assim, estimou a FR dos aerossóis sem a presença de nuvens e o efeito radiativo de aerossóis com a pre-sença de nuvens, para os meses de agosto e setembro de 1995 na região amazônica. O autor obteve a FR regional média no topo da atmosfera para o caso sem nuvens de -16,5 W m⁻², enquanto com a presença de nuvens e considerando retroalimentações atmosféricas, o efeito radiativo foi de -9,8 W m⁻². Nas simulações, a pluma de fumaça foi distribuída homogeneamente em uma camada de 2,5 km de altitude e a profundidade óptica dos aerossóis foi considerada constante e igual a 0,75 (no visível médio). O albedo simples adotado foi de 0,88 (em 550 nm) e a dependência espectral das propriedades ópticas dos aerossóis foi determinada com base em polinômios de quarta ordem.

Procópio et. al., (2004) utilizaram medidas de sensoriamento remoto obtidas através da AE-RO-NET e do MODIS (satélite Terra) para realizar análises temporais e espaciais da FR dos aerossóis na região amazônica. Os autores apresentaram uma análise de sete anos (de 1993 a 1995 e de 1999 a 2002) das médias diárias da FR dos aerossóis sem a presença de nuvens para dois locais impactados pelas partículas de queimadas. A FR diária foi calculada com um modelo de transferência radiativa (SBDART). Adotou-se a condição de referência de profundidade óptica do aerossol igual a 0,11, no comprimento de onda de 500 nm, valor médio obtido para os períodos de estação úmida, através da AERONET. A pluma de fumaça foi distribuída homogeneamente em uma camada de 1,6 km de altitude. A FR foi parametrizada em função da profundidade óptica dos aerossóis, considerando-se, nos cálculos, a dinâmica espectral das suas propriedades ópticas. As médias calculadas da FR dos aerossóis durante a estação seca (de agosto a outubro) variaram entre 5,3 e 12,0 W m⁻², no topo da atmosfera, e o efeito radiativo à superfície variou entre 21,5 e 73,6 W m⁻², para profundidades ópticas médias, observadas pela AE-RONET, entre 0,52 e 1,83 no comprimento de onda de 500 nm. A distribuição espacial da FR derivada das profundidades ópticas obtidas pelo MODIS sobre a Amazônia mostrou que a área afetada é de cerca de 1,2 a 2,6 milhões de quilômetros quadrados.

Os trabalhos que avaliaram a FR direta de aerossóis antrópicos sobre o Brasil apresentaram discrepâncias entre os valores estimados, que ocorreram principalmente em função das diferentes metodologias adotadas nos estudos, e ilustram a complexidade da determinação deste impacto. Na região amazônica, a queima da biomassa afeta significativamente o balanço regional de radiação solar, sendo fundamental o monitoramento contínuo desse componente da FR antrópica para possibilitar um melhor entendimento de como o funcionamento do ecossistema pode ser alterado e quais suas consequências climáticas.

7.3.2 FORÇANTE RADIATIVA INDIRETA DO AEROSSOL ANTRÓPICO

Além da interação direta entre aerossóis e radiação solar e terrestre, os aerossóis também influenciam o clima indiretamente, por atuarem como núcleos de condensação de nuvens e de gelo, com o potencial de modificar a estrutura micro e macrofísica de nuvens, que por sua vez interagem com a radiação solar e terrestre. Esses mecanismos são chamados coletivamente de efeito indireto de aerossóis sobre o clima.

No chamado efeito sobre o albedo de nuvens, um aumento na concentração de aerossóis leva a um aumento da concentração e a uma redução do tamanho das gotas de nuvens, para uma quantidade constante do conteúdo total de água líquida na nuvem (Twomey, 1974). Este é também chamado de efeito Twomey, ou primeiro efeito indireto. Uma vez que, por hipótese, no mecanismo não ocorre alteração no conteúdo de água da nuvem, supõe-se que não haja impacto considerável sobre o ciclo hidrológico e, assim, a este efeito, é associada uma FR de acordo com a definição da seção 7.1.2. O efeito de aumento do tempo de vida médio de nuvens (efeito Albrecht, ou segundo efeito indireto de aerossóis) considera que a redução no tamanho das gotas afeta a eficiência de precipitação, aumentando o conteúdo de água líquida e o tempo de vida médio de nuvens (Albrecht, 1989). O efeito semi-direto de aerossóis (Hansen et al., 1997) considera que a interação de aerossóis com a radiação solar modifica o perfil de temperatura e de umidade da atmosfera e propriedades da superfície, tais como temperatura e fluxos de umidade, calor sensível e latente, fundamentais na determinação de propriedades de nuvens. Ambos os efeitos, sobre a vida média de nuvens e o semi-direto, não podem ser considerados agentes de FR de acordo com a definição da seção 11, uma vez que implicam modificações sobre o ciclo hidrológico que levam a processos de retroalimentação climá-tica.

Lohmann e Feichter (2005) analisaram trabalhos publicados após 2001, com estimativas da FR indireta global devido ao efeito de albedo de nuvens, encontrando uma FR média de -1,0±0,4 W m⁻². Para o Hemisfério Sul, a FR indireta devido ao albedo foi de -0,70±0,45 W m⁻², enquanto no Hemisfério Norte foi de -1,7±0,2 W m⁻². Trabalhos que consideraram o aerossol composto apenas de sulfato (e.g. Quaas *et al.*, 2004) apresentaram maiores valores da razão entre a FR no Hemisfério Norte e no Hemisfério Sul porque as emissões de queimadas, predominantes no Hemisfério Sul, foram modeladas como pobres em sulfato e ricas em carbono.

Em escala regional, os efeitos radiativos indiretos dos aerossóis podem ser consideravelmente maiores que as médias globais. Kaufman et al. (2005) estudaram os efeitos dos aerossóis em nuvens rasas sobre o Oceano Atlântico usando inferências de cobertura de nuvens e de aerossóis do sensor MODIS entre junho e agosto de 2002. Reanálises do NCEP-NCAR e uma regressão multivariada foram utilizadas para separar a influência da meteorologia e isolar o efeito dos aerossóis. Os autores identificaram um aumento da cobertura de nuvens rasas associado ao aumento da concentração de aerossóis. A média do efeito radiativo total no topo da atmosfera devido aos aerossóis foi de -11±3 W m⁻², sendo cerca de 2/3 devido ao efeito indireto e 1/3 devido à FR direta. Na região entre o Brasil e a África (20°S a 5°N), que sofre grande influência de aerossóis de queimadas, Kaufman et al. (2005) encontraram um aumento de 0,30±0,07 na cobertura de nuvens rasas ao comparar os casos poluídos e não poluídos. A FR devida apenas ao efeito de aumento do albedo de nuvens foi estimada em -1,5 W m⁻². Incluindo-se também o aumento do conteúdo de água líquida e a mudança na cobertura de nuvens rasas, o efeito indireto total chegou a -9,5 W m⁻² nessa região. Este esfriamento é apenas parcialmente compensado pela absorção de +2,9 W m⁻² ao longo da coluna atmosférica. Um efeito semelhante pode ser esperado para regiões do Pacífico Leste e da costa Sudeste do Brasil que sofrem influência das queimadas na Amazônia.

Zhang et al. (2008) estudaram o impacto de queimadas sobre as interações biosfera-atmosfera na América do Sul. Os autores realizaram dois conjuntos de simulações com o RegCM3 (Pal et al., 2007) para o período da campanha LBA-SMOCC 2002, uma considerando os aerossóis de queimada e outra excluindo-os. A diferença entre as simulações com e sem aerossóis para o fluxo resultante no topo da atmosfera variou entre cerca de -8 e -1 W m⁻², correlacionada com a distribuição espacial da profundidade óptica de aerossóis. Já para céu com nuvens, a diferença ficou entre cerca de -10 a +15 W m⁻² na América do Sul, e cerca de +5 a +15 W m⁻² na parte sul do arco do desmatamento, mostrando uma dominância do efeito das nuvens. A diferença entre os dois resulta-dos de efeitos radiativos das nuvens entre simulações com e sem aerossóis, que os autores interpre-taram como o efeito total indireto dos aerossóis, variou entre cerca de +5 a +20 W m⁻² na região a-mazônica.

Ten Hoeve et al. (2011) usaram inferências da profundidade óptica de aerossóis, nuvens, vapor de água e temperatura do sensor MODIS para examinar o efeito de aerossóis nas nuvens durante a estação de queimada na Amazônia de agosto a outubro de 2004 a 2007. Os resultados foram analisados separadamente para diferentes conteúdos de água na coluna atmosférica para isolar o efeito dos aerossóis do efeito meteorológico. Os autores encontraram que a profundidade óptica das nuvens aumentou com a profundidade óptica do aerossol até o limiar de aproximadamente 0,25, devido ao primeiro efeito indireto. Acima deste limiar, a profundidade óptica das nuvens diminuiu, devido à inibição de formação de gotas pelo efeito semi-direto. Os autores, entretanto, não fornece-ram estimativas numéricas da FR indireta. No estudo de Quaas et al. (2008), no qual foi feita a primeira estimativa global dos efeitos indiretos dos aerossóis com uma metodologia inteiramente observacional, o globo foi dividido em 14 regiões e as quatro estações do ano foram analisadas. De particular interesse para o Brasil, foram as regiões: Pacífico tropical (20°S-20°N), América do Sul e Atlântico tropical (20°S-20°N). A partir de cinco anos de dados dos sensores CERES e MODIS, os autores estimaram valores anuais da FR devido ao efeito de albedo de nuvens entre -0,5 e -0,01 W m⁻² para o Pacífico, -0,1 e -0,02 W m⁻² na América do Sul, e entre -5 e -0,05 W m⁻² no Atlântico. O resultado foi bastante diferente do obtido por Zhang et al. (2008). Isso aconteceu em parte porque a média estimada foi anual e sobre toda a América do Sul, e não apenas sobre a estação de queimada da Amazônia; e em parte porque o modelo de Zhang et al. (2008) não utilizou observações experimentais ou inferências de satélites.

Efeitos de retroalimentação podem atuar simultaneamente aos efeitos indiretos de aerossóis. Andreae et. al., (2004) observaram que queimadas na Amazônia reduziram o tamanho de gotas de nuvem e tenderam a inibir a precipitação, sugerindo que esse processo elevaria a altitude do início da precipitação, de 1,5 km acima da base das nuvens, típica da precipitação quente amazônica, para 5 km em nuvens poluídas, e para mais de 7 km em pirocumulus. A liberação de calor latente em níveis mais altos tornaria a convecção mais vigorosa provocando tempestades de raios e formação de granizo. Um estudo observacional, realizado por Lin et. al.,. (2006), mostrou, a partir da análise de dados obtidos via satélites, a existência de correlações entre o aumento da concentração dos aerossóis emitidos por queimadas na Amazônia e (1) o aumento da taxa de precipitação, (2) o aumento da ocorrência de eventos extremos de precipitação, (3) aumento da cobertura de nuvens, (4) aumento da altura do topo das nuvens, (5) aumento do conteúdo de água dentro das nuvens e (6) maior formação de gelo. Do ponto de vista de estudos numéricos, Martins et al. (2009) obtiveram resultados similares num estudo de caso, no qual o aumento da concentração de núcleos de condensação de nuvens, devido ao aumento da concentração de aerossóis emitidos pelas queimadas na Amazô-nia, intensificou a taxa de precipitação de chuvas intensas, ao passo que reduziu a probabilidade de ocorrência de nuvens precipitantes de intensidade baixa e moderada. Segundo os autores, o aumento da poluição contribuiu para alterar o processo de formação de chuva, de quente para frio, isto é, envolvendo a fase de gelo, embora apresentando grande variabilidade espacial e temporal. Esses resultados mostraram o quão complexas são as interações entre os diversos agentes climáticos e os efeitos que precisam ser entendidos e quantificados, e as dificuldades em separá-los dos mecanismos de retroalimentação.

7.4 EFEITOS DA QUÍMICA ATMOSFÉRICA NA COMPOSIÇÃO E DISTRIBUIÇÃO DE GASES DE EFEITO ESTUFA E AEROSSÓIS

A emissão de GEE e de aerossóis corresponde a uma das parcelas mais significativas da FR antrópica. Designados em geral como poluentes atmosféricos, esses gases e aerossóis costumam ser divididos em duas categorias: poluentes primários ou secundários. Poluentes primários são aqueles diretamente emitidos por uma fonte. O carvão negro⁹ (aerossol produzido em processos de combustão) e o monóxido de carbono (CO), por exemplo, são poluentes primários, ambos resultantes diretos da queima de matéria orgânica. Já os poluentes secundários são aqueles formados na atmosfera através de reações químicas entre poluentes primários e/ou componentes naturais da atmosfera. O ozônio (O₃), um importante GEE, é um dos principais poluentes secundários, resultante de reações químicas que envolvem óxidos de nitrogênio (NOx) e compostos orgânicos voláteis (COV) na presença de luz solar. Material particulado secundário também pode ser formado na atmosfera a partir de reações químicas que envolvem gases como dióxido de enxofre (SO₂), NOx e COV. A concentração atmosférica desses poluentes depende de vários fatores e processos físicos: intensidade de emissões, reações químicas das fases gasosa e aquosa, conversão gás-partícula, crescimento do ae-rossol por condensação ou dissolução, nucleação homogênea e heterogênea, coagulação, transportes advectivo, convectivo e turbulento e remoções seca e úmida. No Brasil, esses processos físico químicos da atmosfera têm sido estudados tanto através de modelos numéricos de dispersão e quali-dade do ar quanto em campanhas experimentais.

Recentemente realizaram-se campanhas experimentais para o estudo de poluentes atmosféricos em diferentes ambientes, tais como: região amazônica (e.g. Ahlm et al., 2010; Artaxo et al., 2005; Carmo et al., 2006; Chen et al., 2010; Gatti et al., 2010; Soto-García et al., 2011), área urbana (e.g. Albuquerque et al., 2011; Andrade et al., 2010; Martins et al., 2008; Miranda et al., 2012; Paulino et al., 2010; Sánchez-Ccoyllo et al., 2009), região industrial (Quiterio et al., 2004), áreas de cultivo de canade-açúcar (Lara et al., 2005), cerrado (Metay et al., 2007), entre outras. Nessas campanhas, em geral de curta duração, monitoraram-se a concentração de gases traço (CO, NO_x, O₃, COV, SO₂, CO₂, CH₄, N₂O) e foram realizadas diversas análises físico-químicas do material particulado. A Tabela 7.2 mostra resumidamente a variedade de equipamentos, condições de amos-tragem e poluentes monitorados em campanhas recentes, indicando-se as concentrações médias e estimativas de emissões de espécies químicas.

Modelos numéricos, por sua vez, permitem uma avaliação mais ampla da distribuição dos poluentes em comparação com as medidas realizadas em campanhas experimentais, i.e., possibilitam uma maior cobertura, tanto no espaço quanto no tempo, da evolução de concentração de poluentes. Essa evolução é realizada através da solução numérica da equação da continuidade, na qual a concentração de uma espécie química é função da sua dispersão pelo vento, sua produção ou consumo, sua emissão e remoção. Atualmente, os modelos numéricos de dispersão e/ou de qualidade do ar têm sido divididos em modelos acoplados (on-line) ou não acoplados (off-line).

Normalmente, nos modelos não acoplados o campo de vento e outras propriedades que descrevem a atmosfera são fornecidos por um campo numérico meteorológico externo. O modelo de dispersão ou qualidade do ar considera as fontes emissoras de uma espécie química e os processos que controlam a dispersão, as reações químicas e a sua remoção da atmosfera. Os primeiros estudos numéricos de qualidade do ar para a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) foram realizados no final da década de 1990 com o modelo fotoguímico não acoplado CIT, desenvolvido no California Institute of Technology, apenas para os poluentes gasosos. No estudo de Martins (2006) o mode-lo CIT, alimentado com as saídas meteorológicas dos modelos RAMS (Regional Atmospheric Mo-deling System, http://rams.atmos. colostate.edu/) e BRAMS (Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System, http:// brams.cptec.inpe.br/), foi utilizado para avaliar a sensibilidade da formação do ozônio troposférico às emissões veiculares de COV e NOx na RMSP. O modelo CMAQ (Community Multiscale Air Quality, http:// www.cmag-model.org/) é o modelo de gualidade do ar atualmente recomendado pela Agência de Proteção Ambiental dos Estados Unidos para a des-crição da formação de partículas de aerossol e de ozônio troposférico. O CMAQ é um modelo não acoplado que utiliza as saídas meteorológicas do modelo WRF (Weather Research and Forecasting Model, http://wrf-model.org) e as emissões geradas pelo modelo SMOKE (Sparse Matrix Operator Kernel Emissions, http://smoke-model.org). Sua estrutura conta com um modelo de transporte químico (CMAQ Chemical Transport Model – CCTM), responsável pela simulação dos processos químicos, de transporte e deposição envolvidos na modelagem da qualidade do ar. São consideradas as reações químicas na fase gasosa, a influência de nuvens no transporte, a química da fase aquosa e a remoção úmida dos gases e aerossóis, além da modelagem do aerossol (nucleação, condensação, coagulação, distribuição de tamanho, composição química, deposição seca e úmida). Albuquerque (2010) utilizou este modelo para avaliar a sensibilidade da formação dos aerossóis inorgânicos finos na RMSP ao controle da emissão de seus precursores, os gases SO₂, NOx e NH₃.

Tabela 7.2. Concentração e emissão de gases e aerossóis em campanhas experimentais no Brasil.

Região	Período	Plataformaª	Espécie [⊾]	Concentração ou emissão	Referência	
			CH ₄ (2000)	1707,3±8,4ppb		
Atlântico	100/2000	navio, n-9	CO (2000)	52,7±6,5ppb	Alvalá et al.,	
Sul	Mar 2001		CH ₄ (2001)	1688,8±7,3ppb	2004	
	101ar2001	navio, n=7	CO (2001)	41,1±7,6ppb		
	Ma:2000	avião cont	CO ₂	400,59±0,09 ppm	Chen et al.,	
	101012009	avido, cont	Espécieb CH_4 (2000) 2 CO (2001) 2 CO (2001) 2 CO_2 2 CO_2 2 CO_2 2 CO_2 3 CO_2 3 CO_2 3 CO_2 3 CO_2 3 CO_2 3 $MP2,5, mf$ 3 $MP2,5, mf$ 3 $BC, mf; mg$ 3 $MP2,5, mf$ 3 $BC, mf; mg$ 3 $MP2,5, mf$ 3 $E N_2O, NA$ 3	1950,07±0,68 ppb	2010	
	Mar-Mai2008∘		CO ₂	392±41 ppm	Ahlm et al.,	
	Jul-Ago2008d	in situ, cont	CO ₂	368±18 ppm	2010	
Amazônia			MP2,5, mf	59,8±41 μg m ⁻³		
			MP2,5-10, mg	4,1±2μg m-3		
	Set-Out2002 ^d	in situ, n=6	C, mf; mg	$44\pm18\mu g m^{-3}; 3\pm2\mu g m^{-3}$	Soto-García	
			CE, mf; mg	$18\pm9\mu g m^{-3}; 1,1\pm0,6\mu g m^{-3}$	2011	
			CSpecie CH_4 (2000) 17 CO (2000) 52 CH_4 (2001) 16 CO (2001) 41 CO_2 40 CH_4 19 CO_2 39 CO_2 36 $MP2,5, mf$ 59 $MP2,5, mf$ 59 $MP2,5, mf$ 37 $BC, mf; mg$ 18 $BC, mf; mg$ 18 $BC, mf; mg$ 17 BC, mf 17 $MP2,5, mf$ 14 BC, mf 17 BC, mf 17 $MP2,5, mf$ 17 BC, mf 17 $MP2,5, mf$ 17 BC, mf 17 $MP2,5, mf$ 17	$3,6\pm0.9~\mu{ m g~m^{-3}};~0,6\pm0.4~\mu{ m g~m^{-3}}$		
São Davila			MP2,5, mf	28,1±13,6μg m-3		
300 Paulo			BC, mf	10,6±6,4 μg m ⁻³		
Rio de			MP2,5, mf	17,2±11,2μg m ⁻³		
Janeiro	Jun2007-		BC, mf	3,4±2,5 μg m ⁻³	Miranda et	
Belo Hori-	Ago2008	in situ, 24n	MP2,5, mf	14,7±7,7 μg m ⁻³	al., 2012	
zonte			BC, mf	4,5±3,3 μg m⁻³		
Da aifa			MP2,5, mf	7,3±3,1 μg m ⁻³		
Recife			BC, mf	1,9±1,1 μg m ⁻³		
			MP2,5-10, mg ^{c;d}	22,6±14,4 μg m ⁻³ ; 68,1±43,2 μg m-3		
SE do Brasil Abr1997- (cerrado) Mar1998	in situ, cont	MP2,5, mf ^{c;d}	11,6±5,9 μg m ⁻³ ; 22,7±14,5 μg m ⁻³	Lara et al., 2005		
			BC, mf ^{c;d}	2,1±0,9 μ g m ⁻³ ; 4,2±2,2 μ g m ⁻³		
			e n ₂ o, na	35,3±31,46 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹		
			E N ₂ O, AA	30,7±39,19 g N ha ⁻¹ ano ⁻¹		
	Ago2002-	câmara,	E CH ₄ , NA	403±683 g C ha ⁻¹ ano ⁻¹	Metay et al.,	
Golania	Jul2003	sem	E CH₄, AA	245±572 g C ha ^{.1} ano ^{.1}	2007	
			Total GEE, NA	7,8±9,4 kg CO ₂ –e ano ⁻¹		
Atlântico Sul 101 Amazônia 101 Amazônia 201 São Paulo 101 Belo Hori- Zonte 101 SE do Brasil Aba (cerrado) 101 SE do Brasil Aba (cerrado) 101 São Paulo 101 São Paulo 101 Aga			Total GEE, AA	6,0±9,6 kg CO ₂ -e ano ⁻¹		
			E BC, vl; vp	16±5 mg km ⁻¹ ; 452±112 mg km ⁻¹		
		túnel, n=10	E MP10, vl; vp	197±118 mg km ⁻¹ ; 755±401 mg km ⁻¹		
	Maria	a 18	E MP2,5-10, mg, vl; vp	127±67 mg km ⁻¹ ; 715±585 mg km ⁻¹	Sanchez-	
São Paulo	Mai2004		E MP2,5, mf,	92±20 mg km ⁻¹ ; 588±364 mg km ⁻¹	Ccoyllo et al., 2009	
			E NOx. vl	1.6±0.3 a km ⁻¹		
			E NOx vn	$22+10 \mathrm{g}\mathrm{km}^{-1}$		
		túnel, cont		$15+2 \mathrm{g}\mathrm{km}^{-1}$		
			E CO, vp	21±5 g km ⁻¹		

a) número de amostras (n) e frequência de amostragem: contínua (cont), diária (24h), ou semanal (sem); b) concentração de material particulado com diâmetro aerodinâmico 2,5 μm (MP2,5) ou 10 μm (MP10), moda fina (mf) ou grossa (mg), carbono total (C), carbono elementar (CE), *Black Carbon* (BC). Emissão (E) de GEE em áreas aradas (AA) ou não aradas (NA), e emissão de gases e aerossóis por frota predominante de veículos leves (vI) ou pesados (vp); c) estação chuvosa; d) estação seca.

Os modelos não acoplados são ferramentas importantes no estudo de reatividade atmosférica, considerando principalmente uma escala espacial mais regional e uma escala de tempo da ordem de dias. Entretanto, nestes modelos, o efeito da variação das concentrações dos gases e dos aerossóis não é incorporado à simulação meteorológica. O modelo SPM-BRAMS (Simple Photochemical Module, Freitas et al., 2005) é um modelo on-line que realiza as reações químicas na fase gasosa de poluentes como CO, NOX, SO₂, O₃ e COV, simultaneamente aos processos atmosféricos. Balbino (2008) fez um estudo do impacto de intensa atividade convectiva ou de períodos secos em concentrações simuladas de ozônio, e Carvalho (2010) aplicou-o às Regiões Metropolitanas de São Paulo e Rio de Janeiro. O CATT-BRAMS (Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System, http://meioambiente.cptec.inpe.br/) é um modelo de transporte 3D acoplado com um modelo de emissões. As emissões de material particulado fino (i.e. partículas de aerossol com diâmetros aerodinâmicos menores que 2,5 µm, ou MP2,5) e de CO oriundas de queimadas são alocadas espacialmente conforme a posição de focos de queimadas obtidos por imagens de satélite. Existem evidências experimentais que mostram que a queima de biomassa afeta a convecção profunda (Roberts et al., 2003), o que requer um aperfeiçoamento das parametrizações de convecção em modelos. Freitas e colaboradores (2007) incluíram no CATT-BRAMS a formação de pirocumulus, introduzindo um modelo de levantamento de pluma, considerando que a temperatura das queimadas pode chegar a 1800 K. A inclusão desse efeito tornou possível a obtenção de simulações mais precisas da injeção de aerossóis no nível correto da atmosfera, e a obtenção de resultados numéricos compatíveis entre as observações de profundidade óptica do aerossol do sensor MODIS e aquelas preditas pelo modelo CATT-BRAMS (Longo et al., 2010). Um estudo sobre o impacto dos aerossóis na precipitação utilizando o CATT-BRAMS foi apresentado por Freitas et al. (2009b). Neste mesmo trabalho foram apresentados resultados obtidos com um mecanismo químico da fase gasosa, mostrando a formação de ozônio a partir dos precursores emitidos tanto em queimadas quanto em regiões urbanas.

Finalmente, o WRF-CHEM é o modelo meteorológico WRF acoplado a um módulo de processamento de reações químicas (http://www.acd.ucar.edu/wrf-chem/). O modelo simula a emissão, o transporte, a mistura e transformações químicas de gases traço e aerossóis simultaneamente à meteorologia, com variações de escala espacial de nuvens a escalas regionais. Silva Júnior (2009) utili-zou o WRF-CHEM para avaliar o impacto na simulação dos poluentes fotoquímicos, do uso de diferentes parametrizações da camada limite planetária na RMSP. Este modelo também pode ser utilizado para o estudo de processos importantes para as mudanças climáticas globais, incluindo a FR direta e indireta dos aerossóis, entretanto o custo computacional para isto ainda é elevado.

Até o momento, os trabalhos encontrados na literatura científica têm se limitado à aplicação de modelos numéricos em regiões delimitadas (e.g. CATT-BRAMS para a América do Sul e Oceano Atlântico, SPM-BRAMS e WRF-CHEM para regiões Sul e Sudeste do Brasil), e simulações com duração temporal de dias. Como se tratam de modelos de qualidade do ar, o objetivo principal das análises é acompanhar as espécies poluentes que exercem impacto sobre a saúde humana. Os GEE, com exceção do ozônio, são considerados pouco reativos (daí sua longevidade na atmosfera e significância sobre o clima). Desta forma, a dispersão é considerada o principal processo físico a que os GEE estariam submetidos. Além disso, o domínio vertical dos modelos normalmente se restringe à troposfera, sendo poucos os estudos numéricos que incluem a interação com a estratosfera e a ca-mada de ozônio, outro fator que pode influenciar o clima.

As principais limitações apontadas em estudos realizados no Brasil são: a falta de um inventário de emissões com alta resolução espacial e temporal para as várias espécies químicas (GEE, especiação dos compostos de carbono orgânico voláteis, caracterização química dos aerossóis, em especial sua composição orgânica; produtos dos vários processos de combustão, especiação das emissões biogênicas); alto custo computacional dos módulos responsáveis pelas reações químicas, do módulo de aerossol e sua interação com a radiação; e carência de observações experimentais para validar os resultados dos

modelos com maior abrangência espacial e temporal.

No que concerne a representação de aerossóis em modelos computacionais, atualmente a maioria dos modelos inclui aerossóis de sulfato, sal marinho, carvão negro e alguma forma de aerossol orgânico. A falta de inventários de emissão confiáveis (Bond *et al.*, 2004) dificulta a simulação numérica dos processos radiativos. Recentemente houve uma melhora na representação dos inventários de queimada no Brasil e na América do Sul (Hoelzmann *et al.*, 2004), mas esse fator ainda representa uma grande fonte de incertezas. Outra limitação está relacionada ao fato que a maioria dos modelos numéricos não leva em consideração a crescente evidência de que partículas de aerossóis são compostos principalmente de aglomerados de diferentes substâncias químicas mis-turadas (Kojima *et al.*, 2004). Alguns modelos usados no Brasil incluem corretamente o grau de mistura dos aerossóis (Freitas *et al.*, 2011; Longo *et al.*, 2010), algo que precisa ser feito por todos os modelos para melhorar a descrição da interação aerossolradiação e aerossol-nuvens, e assim buscar a redução das incertezas devido à descrição de processos físicos envolvendo aerossóis em previsões climáticas.

7.5 MÉTRICAS E MEDIDAS DO IMPACTO DE GASES DE EFEITO ESTUFA

O impacto de GEE no sistema climático pode ser expresso em termos de métricas de emissões, as quais avaliam simultaneamente a quantidade de gás emitido e seu potencial impacto climático global. A estimativa do volume emitido de cada GEE é apenas um indicativo quantitativo da presença de gases na atmosfera. A contribuição efetiva de cada gás na atmosfera deve ser ponderada pelo seu peso molecular, seu tempo médio de permanência na atmosfera e pelo efeito de aquecimento cumulativo de cada gás. As métricas de emissão permitem comparar o efeito potencial da emissão de vários GEE e auxiliam nas formulações de políticas públicas em relação às mudanças do clima. Diferentes formulações de métricas de emissão são apresentadas na literatura (Kandlikar, 1996; Manne e Richels, 2001; Shine *et al.*, 2005), e aquelas utilizadas em inventários e relatórios oficias brasileiros são apresentadas no Painel 7.1.

Há um grande esforço nacional para se estimar a emissão de GEE no território brasileiro. O Brasil, como signatário da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC, da sigla em inglês), tem como uma de suas principais obrigações a elaboração e a atua-lização periódica do Inventário Nacional de Emissões e Remoção Antrópica de Gases de Efeito Estufa. O primeiro inventário brasileiro de GEE foi publicado em 2004 (MCT, 2004), e incluía dados de emissão e sequestro de GEE para o período entre 1990 e 1994. Dados mais recentes foram publicados no Segundo Inventário Nacional, que apresenta valores referentes aos anos de 1990 e 2005, e que utiliza a metodologia do *IPCC* e da UNFCCC (MCT, 2009).

¹⁰ O WRI é referência internacional para elaboração de inventários corporativos de GEE. Os inventários corporativos têm como principal relator as indústrias (privadas ou publicas) de diversos setores econômicos.

Painel 7.1 - Métricas de Emissão: Definições e Formulações

Diferentes formulações de métricas de emissão são encontradas na literatura. As adotadas pelo *IPCC* são apresentadas abaixo.

Potencial de Aquecimento Global (PAG) é uma métrica que estima a contribuição relativa de um determinado gás de efeito estufa para o aquecimento global em relação à mesma quantida-de de um gás de referência, geralmente CO₂, cujo PAG é definido como 1. A definição do PAG para um composto i é apresentada na equação 7.2:

$$PAG_{i} = \int_{0}^{t_{r}} FR_{i}(t) dt$$

$$\int_{0}^{0} FR_{r}(t) dt$$
(eq. 7.2)

onde FR_i é a FR do composto i ao longo do tempo τ , FR_r é a FR do gás de referência r ao longo do tempo τ , e t_r é o período de tempo para o qual se pretende estimar o PAGi.

O Potencial de Aquecimento Global é calculado sobre um intervalo de tempo específico, o qual deve ser declarado juntamente com o valor de PAG. Como exemplo, o potencial de aque-cimento global do gás metano em 100 anos é 21 vezes maior do que o potencial do CO_2 , o que significa que uma tonelada de metano absorve 21 vezes mais radiação do que uma tonelada de CO_2 . Interessante observar que o PAG do óxido nitroso (N₂O) é 310.

Potencial de Temperatura Global (PTG) indica o potencial da variação da temperatura à su-perfície devido à emissão de um determinado gás de efeito estufa, tendo como referência a emissão de um gás adotado como referência, comumente o CO2 (Shine et al., 2005). A defini-ção do PTG para um composto i é apresentada na equação 7.3:

 $PTG_{i} \qquad \frac{\Delta T_{i}^{t_{f}}}{\Delta T_{r}^{t_{f}}}$

(eq. 7.3)

onde ΔTi^{ff} é a variação de temperatura à superfície devido ao composto i no intervalo de tempo tf e ΔT_{f}^{ff} é a variação de temperatura à superfície devido ao gás de referência *r* no mesmo intervalo de tempo t_f.

Dióxido de Carbono Equivalente (CO₂-e) é uma métrica obtida através da multiplicação das toneladas emitidas de GEE por seu potencial de aquecimento global. Esta métrica é utilizada para comparar as emissões de vários gases de efeito estufa baseado no potencial de aquecimento global de cada gás em um horizonte de tempo determinado.

Os GEE incluídos nos inventários oficiais são mostrados na Tabela 7.3, juntamente com suas principais fontes de emissão. Esses GEE são aqueles reconhecidos internacionalmente pela ratificação do Protocolo de Quioto: dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), hexa-fluoreto de enxofre (SF6), hidrofluorcarbonos (HFC) e perfluorcarbonos (PFC). Outros gases que influenciam as reações químicas que ocorrem na atmosfera, como monóxido de carbono (CO), óxidos de nitrogênio (NOx) e compostos orgânicos voláteis que não contêm metano (NMVOC, da sigla em inglês), também poderão ser incluídos no inventário brasileiro futuramente. A Figura 7.2 apresenta dados preliminares do inventário de emissões de GEE (MCT, 2009), agrupando-os em termos de emissão segundo setores socioeconômicos. Na Figura 7.2 nota-se que, em 2005, o setor que mais contribuiu para a emissão de GEE no Brasil foi o de mudança do uso do solo e floresta (58% das emissões totais do país). O segundo setor foi a agricultura (22% do total), seguido pelos setores energético (16%), tratamento de resíduos (2%) e atividades industriais (2%). Outro esforço nacional para contabilizar a emissão de GEE é o Programa Brasileiro GHG Protocol, implementado em 2008. Este programa é uma iniciativa do Centro de Estudos em Sustentabilidade, da Fundação Getúlio Vargas, e do World Resources Institute (WRI)¹⁰, em parceria com o Ministério do Meio Ambiente, o Conselho Empresarial Brasileiro para o Desenvolvimento Sustentável e o World Business Council for Sustainable Development. Esse programa tem o objetivo de promover, por meio de engajamento e capacitação técnica e institucional, uma cultura corporativa de caráter voluntário para a identificação, o cálculo e a elaboração de inventários de emissões de GEE (http://www.ghgprotocolbrasil. com.br/; Rusilo e Mañas, 2010).

Associado ao desenvolvimento metodológico (Brasil *et al.*, 2007, 2008; Carvalho Jr. *et al.*, 2007), à elaboração e à atualização de inventários para estimar a quantidade de emissão e remoção de GEE, existe um grande esforço da comunidade científica brasileira para identificar e estudar o perfil das fontes de emissão dos GEE. Na seção seguinte são apresentados alguns desses trabalhos.

7.5.1. AS FONTES DE EMISSÕES DE GASES DE EFEITO ESTUFA

Os estudos e dados obtidos pela comunidade científica têm contribuído para a elaboração do inventário nacional de emissões de GEE, sob coordenação do Ministério de Ciência e Tecnologia. O conhecimento do perfil de emissões de GEE ajuda a estabelecer estratégias, metas e planos para a redução e a gestão das emissões. A metodologia adotada para contabilizar essas emissões foi baseada em observações experimentais locais ou regionais durante períodos limitados do ano, que foram extrapoladas para todo o país. Essa metodologia inviabiliza uma análise temporal detalhada do comportamento das emissões. Adicionalmente, observou-se que os inventários não apresentaram as incertezas experimentais, inerentes a todo processo de medida, associadas às emissões. Resultados de emissões e também para projetar centários futuros de emissões ou reduções das concentrações de GEE. As estimativas das emissões são necessárias para a análise de medidas mitigadoras dos efeitos do aquecimento global, sejam elas a escolha de tecnologias de controle, as avaliações de custos de abatimento, ou as ponderações da participação de cada fonte e de cada país nas emissões globais (OECD, 1991). Tabela 7.3. 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
2	- Queima de combustíveis fósseis (uso de combustíveis fósseis, principal-
	mente pelos setores energético, industrial e de transportes)
	- Emissões tugitivas (mineração de carvão, extração e transporte de
	petroleo e gas natural) Processos inductriais (produção do cimento, cal, amônia, alumínio)
	- modessos industriais (produção de cimento, cal, amonia, atomino)
	- Mudança no uso do solo e destiorestamento
	mente, pelos setores energético, industrial e de transportes)
	- Agropecuária (fermentação entérica, manejo de dejetos de animais, cul-
	tura 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 guímica)
	- Frocessos industriais (industria dolinica)
	- Agropecuaria (principalmente associado do manejo de dejetos de ani-
	- Mudanca no uso do solo e desflorestamento
	- Processos industriais (indústria química - produção de ácido nítrico e
	adípico)
	- Tratamento de resíduos (esgoto doméstico)
HFC, PFC, SF ₆	- Estes gases não existiam originalmente na natureza, sendo produzidos
	em processos industriais, principalmente no consumo em equipamentos de
	refrigeração e elefricos, e na produção de aluminio.
GEE Indireto	
CO	- Queima de combustíveis tósseis (uso de combustíveis tósseis principal-
	Processos industriais (indústria química, indústria de alumínio e papel e
	celulose)
	- Agropecuária (queima de cana-de-açúcar na colheita)
	- Queimadas em mudança no uso do solo e desflorestamento
NO _x	- Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis
	principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residen-
	- Processos industriais Agroposuéria (quoima do resíduos do cana do goúcar o gladão)
	- Queimadas em mudanca no uso do solo e desflorestamento
NMVOC	- Queima de combustíveis fósseis (uso energético de combustíveis fósseis
	principalmente nos setores energético, industrial, de transporte e residen-
	cial)
	- 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.

Emissões de gases de efeito estufa no Brasil



Os resultados comunicados pelos inventários de emissões de GEE indicam que o Brasil contribui significativamente para as emissões globais desses gases (Campos et al., 2005; Cerri et al., 2009). As fontes de emissões advêm principalmente do uso do solo e da mudança de cobertura do solo (USMS) (51,9% do total de emissões de GEE), queima de combustíveis fósseis (16,8%), fermentação entérica devido ao manejo de gado (12,0%), solos agrícolas (9,3%), e outras fontes (10,0%). No contexto geral, a emissão total de GEE em equivalente de CO₂ aumentou em 17,0% durante o período de 1994-2005 (Cerri et al., 2009), sendo o CO₂ responsável por 72,3% do total. De acordo com os autores houve uma pequena diminuição em relação aos outros GEE, uma vez que em 1994 sua participação foi de 74,1%. O aumento de todas as fontes dos GEE, excluídos a mudan-ça do uso do solo e o desmatamento, foi de 41,3% durante o período de 1994-2005. O Climate Analysis Indicators Tool (CAIT) do World Resources Institute estimou um crescimento maior desse subconjunto de fontes, equivalente a 48,9% das emissões em 2009 (WRI, 2009). O total de emissão apresentado nessa referência foi de 1005 Mt CO₂-e, incluindo as emissões de CH₄ e N₂O, mas excluindo USMS. A maior parcela de emissões de CO₂ no Brasil é devido a USMS (76% das emissões totais de CO₂), em particular associada à conversão da floresta em agropecuária (MCT, 2004, 2009). O desmatamento é causado pelo processo de derrubamento de árvores e por incêndios florestais.

Reservatórios de hidroelétricas são sistemas aquáticos artificiais, e têm sido identificados como emissores de quantidades significativas de GEE (Fearnside, 2004; Kemenes et al., 2007; Rosa et al., 2004; Santos et al., 2005, 2006, 2008; St Louis et al. 2000), principalmente CO₂ e CH₄. A emissão de CO₂ em reservatórios ocorre devido à decomposição aeróbica de biomassa de floresta morta. O CH₄ é produzido principalmente por bactérias que participam do ciclo de decomposição subaquática do carbono existente na matéria orgânica remanescente da época da formação da represa, ou na matéria transportada, na forma de sedimentos, pelos rios que deságuam no reservatório (Giles, 2006; Rosa et al., 2004). Em estudo realizado numa hidroelétrica localizada em área de floresta boreal, Teodoru et al. (2012) estimaram que as emissões de CO₂ e CH₄ se estabilizariam num intervalo de 10 a 15 anos, embora em patamares acima dos valores emitidos antes da inundação. Os autores sugerem que em regiões tropicais o tempo necessário pode ser ainda maior, devido aos maiores valores de temperatura dessas regiões. Um levantamento efetuado por Barros et al. (2011) mostrou alta variabilidade de emissões de CO₂ e CH₄ em função do tempo de inundação e da latitude das hidroelétricas, com concentrações elevadas em algumas das regiões estudadas mesmo após 40 anos da inundação. Fearnside e Pueyo (2012) também estimaram que as emissões após a inundação de hidroelétricas nas regiões tropicais podem continuar elevadas por décadas. O CH, permanece dissolvido na água, principalmente nas camadas mais profundas do reservatório, e escapa para a atmosfera quando passa pelas turbinas e pelos vertedouros de usinas hidrelétricas. As estimativas oficiais brasileiras apenas consideraram as emissões que ocorreram

na área superficial da represa, o que representa uma fração relativamente pequena do impacto total do gás (Fearnside, 2004). Santos (2000) apresentou uma metodologia para contabilizar as emissões de GEE derivadas de diferentes reservatórios hidrelétricos brasileiros e extrapolar os valores para o parque hidrelétrico do país. As estimativas das taxas de emissão foram baseadas em dados observados em experimentos realizados em sete hidrelétricas brasileiras com características distintas. O estudo mostrou que a fonte de emissão advinda de hidrelétricas variou de acordo com o tipo de ecossistema pré-existente inundado (e.g. floresta, cerrado, caatinga, etc.), idade do lago (anos), potência gerada (MW) e densidade superficial de potência de funcionamento (Wm ⁻²). A metodologia usada foi por amostragem em diversos pontos da represa e extrapolada para toda represa. Diversos estudos têm concentrado particular atenção à emissão de GEE nos afluentes do Rio Amazonas (Devol et al., 1988; Kemenes et al., 2007; Richey et al., 2002; Santos et al., 2008). Devol et al. (1988) mediram fluxos de CH₄ em áreas de alagamento pelo Rio Amazonas durante o início do período chuvoso. A emissão média encontrada foi de 75 kg C km-2 dia-1 em área de floresta alagada, 90 kg C km-2 dia-1 em lagos, e 590 kg C km-2 dia-1 em áreas de plantas flutuantes.

7.6 OBSERVAÇÕES FINAIS E RECOMENDAÇÕES

Este capítulo apresentou uma revisão de trabalhos científicos e documentos que analisaram diversos aspectos relacionados à forçante radiativa de agentes climáticos naturais e antrópicos. Uma parte significativa dos trabalhos avaliou efeitos climáticos relevantes sobre o Brasil, sem, no entanto, quantificar a FR propriamente dita. Com relação a efeitos climáticos devido à atividade solar, identificam-se duas questões, ainda em aberto, complementares à estimativa de sua FR: 1) Qual a influência da atividade solar sobre a atmosfera superior, incluindo a ionosfera e a camada de ozônio estratosférico, e a interação dessas camadas atmosféricas com a circulação troposférica global?; 2) As periodicidades observadas no registro de variáveis meteorológicas e ambientais, no Brasil, e eventualmente correlacionadas com a atividade solar, são estatisticamente coerentes com registros de outros locais do planeta? Essas questões subjacentes são relevantes para a discussão da FR, uma vez que a atividade solar pode exercer impactos globais em escalas de décadas a séculos, e os fenômenos físicos que descrevem as interações entre o Sol e a atmosfera terrestre, incluindo processos de retroalimentação do ciclo hidrológico, ainda não foram adequadamente estudados.

Em escalas de milhares de anos, as oscilações orbitais são determinantes para o clima do planeta, mas no presente, em escalas de tempo relevantes para a vida humana, sua influência é mínima. Dentre os agentes climáticos atuais discutidos neste capítulo, os mais significativos em magnitude, no Brasil, são os efeitos radiativos de nuvens, a forçante radiativa dos gases de efeito estufa, a forçante de mudança de uso do solo, e a dos aerossóis emitidos por fontes antrópicas. No caso das nuvens, esse efeito radiativo é natural. Quando suas propriedades são alteradas pela ação humana (e.g. efeitos indiretos de aerossóis, mudança de propriedades da superfície, entre outros) podem haver processos de retroalimentação com impactos sobre o ciclo hidrológico, causando alterações na disponibilidade de água doce, ou na frequência de ocorrência de eventos extremos de precipitação, como secas ou tempestades severas.

No Brasil a principal fonte de gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos é a queima de biomassa, utilizada como ferramenta de limpeza de área de cultivo, na mudança da cobertura do solo, especialmente na região amazônica, e também devido ao cultivo de cana-de-açúcar. No caso dos gases de efeito estufa, grande parte do esforço das pesquisas no Brasil se concentra na elaboração de inventários de emissão, não se encontrando estimativas da forçante radiativa desses gases. Com relação aos aerossóis antrópicos existem estimativas de suas forçantes radiativas, direta e indireta, especialmente para emissões de queimadas, inclusive avaliando-se sua distribuição espacial e temporal.

A Tabela 7.4 mostra a compilação das estimativas, apresentadas neste capítulo, de efeitos radiativos e da forçante radiativa natural e antrópica, com ênfase sobre o Brasil e a América do Sul. A tabela indica a região geográfica para a qual as estimativas foram realizadas, o nível vertical na atmosfera a que se referem, seu domínio temporal (impacto instantâneo, médias de 24 horas, ou de 1 ano), e as fontes principais de dados utilizadas nos cálculos (resultados de modelo, dados de satélite, etc.). Note-se que apenas estimativas para o topo da atmosfera (TDA na Tabela 7.4) correspondem à definição formal de forçante radiativa. Alguns autores apresentam intervalos de estimativas, denotados por valores entre colchetes. Para a aplicabilidade em modelos climáticos, convém apresentar forçante radiativa em médias diárias, como efetuado pela maioria dos autores na Tabela 7.4, mas em alguns trabalhos o intervalo de tempo utilizado para a obtenção da estimativa não é explicitado. Nas referências indicadas na Tabela 7.4, muitas vezes a estimativa é obtida sem informar o intervalo de comprimento de onda considerado nos cálculos. Cabe ainda notar que o tipo de superfície considerado nas estimativas é fundamental para a interpretação do resultado. Por exemplo, tipicamente para um mesmo aerossol de queimadas na Amazônia, a forçante radiativa direta apresenta maior magnitude sobre superfícies de baixa refletância (e.g. florestas), e menor sobre superfícies mais brilhantes (e.g. cerrado).

Agente	Região	Condiçãoª	Valor ^b (Wm ⁻²)	Fonte dados	Referência
Nuvens	Amazônia	SUP, 24h°	[-110; -50]	Modelo climático, satélite	Betts et al., 2009
	Amazônia	SUP, 24h°	-76	Modelo climático	Miller et al., 2012
		TDA, 24h°	+26		
Uso do Solo	Amazônia	TDA	-23,7±2,9	Satélite, modelo radiativo	Sena et al., 2013
		TDA, 24h	_7,1±0,9		
Aerossol antrópico:	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°	-16,5	Modelo climático, medi- das in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h⁰	-1,8	Satélite, modelo radiativo	Kaufman et al., 2005
		ATM, 24h°	+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., 2013
	Floresta		-6,2±1,9		
	Cerrado		-4,6±1,6		
Aerossol antrópico:	Hemisfério Sul	TDA, 24h₅, alb	-0,70±0,45	Revisão da literatura	Lohmann e Feich- ter, 2005
	Global, sobre continentes	TDA, 24h ^c , ind	-1,9±1,3		
	Atlântico trop- ical	TDA, 24hª, 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, alb	[-0,10; -0,02]	Satélite	Quaas et al., 2008

	Atlântico tropical		[-5,00; -0,05]		
Total aerossóis	Amazônia	TDA, 24h°	-9,8	Modelo climático, medi- das in-situ	Liu, 2005
	Atlântico tropical	TDA, 24h°	-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 apresenta das 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.

A Tabela 7.4 indica que as nuvens constituem o agente climático mais importante do ponto de vista de balanço de radiação, reduzindo em até 110 W m⁻² a incidência de radiação à superfície (Betts *et al.*, 2009), e contribuindo com cerca de +26 W m⁻² no topo da atmosfera (Miller *et al.*, 2012, no prelo). Cabe ressaltar que a partição ou a distribuição vertical de nuvens, desempenha um papel fundamental na quantificação desse efeito radiativo: nuvens altas tendem a contribuir com um efeito de aquecimento da coluna atmosférica, enquanto nuvens baixas tendem a resfriá-la. Justamente pelo fato das nuvens desempenharem um papel tão significativo no balanço de energia do planeta, as incertezas na sua distribuição vertical, bem como nas estimativas de suas demais características físicas, precisam ser adequadamente exploradas em modelos climáticos para que os cálculos de transferência radiativa na atmosfera sejam consistentes com medidas experimentais.

Para o efeito direto de aerossóis sobre a Amazônia, considerando-se a média ponderada dos valores no topo da atmosfera, para autores que informaram as incertezas de suas estimativas (Patadia *et al.*, 2008; Procopio *et al.*, 2004; Sena *et al.*, 2011), obtém-se -8,0±0,5 W m⁻². Esse valor é compatível com a estimativa da forçante radiativa de mudança do uso do solo na Amazônia, de cerca de -7,3±0,9 W m⁻² (Sena *et al.*, 2011), devido ao desmatamento de uma região florestada em Rondônia.

As estimativas de forçante radiativa para os efeitos indiretos de aerossóis apresentaram uma ampla gama de valores. A maioria dos resultados tem sinal negativo, variando entre cerca de -9,5 a -0,02 W m⁻² para diferentes tipos de superfície, indicando condições de resfriamento climático. No entanto, Zhang *et al.* (2008) obtiveram valores positivos para essa forçante sobre a Amazônia. 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 representado em modelos climáticos.

Não se encontrou trabalhos discutindo a forçante radiativa no Brasil 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 hora desconhecidas, podem, ou não, serem comparáveis àquelas devido a gases de efeito estufa e aerossóis antrópicos, que foram identificadas pelo *IPCC AR4* como os dois principais agentes climáticos antrópicos para o planeta. A única estimativa da forçante radiativa antrópica devido à alteração do albedo da superfície, numa região de desflorestamento na Amazônia, mostra esse agente climático com magnitude semelhante à da forçante radiativa de aerossóis de queimada. Porém, cabe ressaltar 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 agropecuá-ria em nível nacional, em várias escalas temporais.

A análise dos trabalhos utilizados na elaboração deste capítulo coloca em evidência 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.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ahlm, L., et al., 2010: A comparison of dry and wet season aerosol number fluxes over the Amazon rain forest. Atmos. Chem. Phys., 10(6), 3063-3079.

Albrecht, B.A., 1989: Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness. Science, 245, 1227–1230. Albuquerque, T.T.A., 2010: Formação e transporte das partículas finas inorgânicas em uma atmos-fera urbana: o exemplo de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 200 pp.

Albuquerque, T.T.A. *et al.*, 2011: Characterization of atmospheric aerosols in the city of São Paulo, Brazil: comparisons between polluted and unpolluted periods. Environ. Monit. Assess., 184(2), 969-984, doi:10.1007/s10661-011-2013-y.

Alvalá, P.C. et al., 2004: Measurements of CH4 and CO during cruises in the South Atlantic. Atmos. Environ., 38 (27), 4583-4588.

Alvalá, R.C.S. *et al.*, 2002: Intradiurnal and seasonal variability of soil temperature, heat flux, soil moisture content, and thermal properties under forest and pasture in Rondônia. J. Geophys. Res., 107(D20), 8043, doi:10.1029/2001JD000599.

Andrade, M.F. et al., 2012: Vehicle emissions and PM2.5 mass concentrations in six Brazilian cities. Air Qual. Atmos. Health, 5(1), 79-88, doi:10.1007/s11869-010-0104-5.

Andreae, M.O. et al., 2004: Smoking rain clouds over the Amazon. Science, 303(5662), 1337-42, doi:10.1126/science.1092779.

Ansmann, A. et al., 2009: Dust and smoke transport from Africa to South America: LIDAR profil-ing over Cape Verde and the Amazon rainforest. Geophys. Res. Lett., 36(11), L11802, doi:10.1029/2009GL037923.

Artaxo, P. et al., 2005: Química atmosférica na Amazônia: a floresta e as emissões de queimadas controlando a composição da atmosfera amazônica. Acta Amaz., 35(2), 185-196, doi:10.1590/S0044-59672005000200008.

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, SP, 126 pp.

Barkstrom, B.R., 1984: The Earth Radiation Budget Experiment (ERBE). Bull. Amer. Meteorol. Soc., 65, 1170-1185.

Barros, N. et al., 2011:. Carbon emission from hydroelectric reservoirs linked to reservoir age and latitude. Nature Geoscience 4, 593-596, doi: 10.1038/NGEO1211.

Ben-Ami, Y. et al., 2010: Transport of North African dust from the Bodélé depression to the Amazon Basin: a case study. Atmos. Chem. Phys., 10(16), 7533-7544, doi:10.5194/acp-10-7533-2010.

Berger, A. e M.F. Loutre, 1991: Insolation values for the climate of the last 10 million years. Quaternary Sci. Rev., 10(4), 297-317.

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

Bond, T.C. et al., 2004: A tech-nology-based global inventory of black and organic carbon emissions from combustion. J. Geophys. Res., 109(D14), doi:10.1029/2003JD003697.

Brasil G.H. et al., 2007: Incertezas em Inventários Corporativos de Gases de Efeito Estufa. In: Anais do XXXIX SBPO, pp. 867-877. XXXIX Simpósio Brasileiro de Pesquisa Operacional: A Pesquisa Operacional e o Desenvolvimento Sustentável, 28 a 31 de agosto de 2007, Fortaleza, CE, Brasil. Sociedade. Brasileira de Pesquisa Operacional, São Paulo, SP.

Brasil G.H. et al., 2008: Inventários corporativos de gases de efeito estufa: métodos e usos. S&G, 3(1), 15-26.

Cahalan, R.F. et al., 2005: THE I3RC: Bringing Together the Most Advanced Radiative Transfer Tools for Cloudy Atmospheres. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 86(9), 1275-1293, doi:10.1175/BAMS-86-9-1275.

Campos, C.P. et al., 2005: Historical CO2 emission and concentrations due to land use change of croplands and pastures by country. Sci. Total Environ., 346, 149-155.

Carmo, J.B. et al., 2006: A source of methane from upland forests in the Brazilian Amazon. Geophys. Res. Lett., 33, L04809, doi:10.1029/2005GL025436.

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. 237 p. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

Carvalho Jr, J.A. *et al.*, 2007: Methodology for determination of greenhouse gas emission rates from a combustion system: accounting for CO, UHC, PM, and fugitive gases. In: Proceedings of ECEMEI-4. 4th European Congress on Economics and Management of Energy in Industry, Porto, Portugal.

Cerri, C.C. et al., 2009: Brazilian greenhouse gas emissions: the importance of agriculture and live-stock. Sci. agric., 66(6), 831-843, doi:10.1590/S0103-90162009000600017.

Chen, S. e W.R. Cotton, 1988: The sensitivity of a simulated extratropical mesoscale convection system to longwave radiation and ice-phase microphysics. J. Atmos. Sci., 45, 3897-3910.

Chen, H. *et al.*, 2010: High-accuracy continuous airborne measurements of greenhouse gases (CO2 and CH4) using the cavity ring-down spectroscopy (CRDS) technique. Atmos. Meas. Tech., 3(2), 375-386, doi:10.5194/amt-3-375-2010.

Devol, A.H. *et al.*, 1988: Methane emissions to the troposphere from the Amazon floodplain. J. Ge-ophys. Res., 93, 1583–1592.

Dorman, L.I., 2006: Long-term cosmic ray intensity variation and part of global climate change, controlled by solar activity through cosmic rays. Adv. Space Res., 37(8), 1621-1628, doi:10.1016/j.asr.2005.06.032.

Enghoff, M.B. et al., 2011: Aerosol nucleation induced by a high energy particle beam. Geophys. Res. Lett., 38(9), doi:10.1029/2011GL047036.

Fausto, B., 2002: História do Brasil. São Paulo, SP: Editora da Universidade de São Paulo (Edusp), 664 pp. Fearnside, P.M., 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric dams: controversies provide a springboard for rethinking a supposedly "clean" energy source. Clim. Change, 66(1/2), 1-8, doi:10.1023/B:-CLIM.0000043174.02841.23.

Fearnside P. M. e S. Pueyo, 2012: Greenhouse-gas emissions from tropical dams. Nature Climate Change, 2, 382-384, doi:10.1038/nclimate1540.

Fisch, G. et al., 2004: The convective boundary layer over pasture and forest in Amazonia. Theor. Appl. Climatol., 78(1-3), doi:10.1007/s00704-0043-x.

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, UK, e New York, NY, USA: ambridge University Press.

Freitas, E.D. *et al.*, 2005: 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(34), 6352-6361.

Freitas, S.R. *et al.*, 2007: Including the sub-grid scale plume rise of vegetation fires in low resolution atmospheric transport models. Atmos. Chem. Phys., 7, 3385–3398, doi:10.5194/acp-7-3385-2007.

Freitas, S. R. et al.,2009a: Modelagem numérica da composição química da atmosfera e seus impactos no tempo, clima e qualidade do ar. Revista Brasileira de Meteorologia, 24(2), p.188-207.

Freitas, S.R. et al., 2009b: 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(8), 2843-2861, doi:10.5194/acp-9-2843-2009.

Freitas, S.R. et al., 2011: PREP-CHEM-SRC – 1.0: a preprocessor of trace gas and aerosol emission fields for regional and global atmospheric chemistry models. Geosci. Model Dev., 4(2), 419-433, doi:10.5194/gmd-4-419-2011.

Fröhlich, C. e J. Lean, 2004: Solar radiative output and its variability: evidence and mechanisms. Astron. Astrophys. Rev., 12(4), 273-320, doi:10.1007/s00159-004-0024-1.

Gatti, L.V. et al., 2010: Vertical profiles of CO2 above eastern Amazonia suggest a net carbon flux to the atmosphere and balanced biosphere between 2000 and 2009. Tellus B, 62, 581-594, doi: 10.1111/j.1600-0889.2010.00484.x.

Giles, J., 2006: Methane quashes green credentials of hydropower. Nature, 444(7119), 524-525, doi:10.1038/444524a.

Gleckler, P.J. et al., 2006: Volcanoes and climate: Krakatoa's signature persists in the ocean. Nature, 439(7077), 675, doi:10.1038/439675a.

Gray, W.M. e R.W. Jacobson, 1977: Diurnal variation of deep cumulus convection. Mon. Weather Rev., 105, 1171-1188.

Gusev, A.A. et al., 2004: Bidecadal cycles in liquid precipitations in Brazil. Adv. Space Res., 34(2), 370-375, doi:10.1016/j.asr.2003.03.048.

Hansen, J. et al., 1997: Radiative forcing and climate response. J. Geophys. Res., 102(D6), 6831-6864, doi:10.1029/96JD03436.

Harries, J.E. et al., 2005: The Geostationary Earth Radiation Budget Project. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 86(7), 945-960, doi:10.1175/BAMS-86-7-945.

Haywood, J. e O. Boucher, 2000: Estimates of the direct and indirect radiative forcing due to tropo-spheric aerosols: A review. Rev. Geophys., 38(4), 513, doi:10.1029/1999RG000078.

Hoelzemann, J.J. et al., 2004: Global Wildland Fire Emission Model (GWEM): Evaluating the use of global area burnt satellite data. J. Geophys. Res., 109(D14), doi:10.1029/2003JD003666.

Huang, J. et al., 2010: African dust outbreaks: A satellite perspective of temporal and spatial varia-bility over the tropical Atlantic Ocean. J. Geophys. Res., 115(D5), doi:10.1029/2009JD012516.

Izenman, A. J. et al., 1983: An historical note on the Zurich sunspot relative numbers. J. R. Statist. Soc. A, 146, part 3, 311-318.

Kahn, R.A. et al., 2009: Introduction. In: Atmospheric Aerosol Properties and Climate Impacts, a report by the U.S. Climate Change Science Program and the Subcommittee on Global Change Research. [Chin, M. et al. (Eds.)]. National Aeronautics and Space Administration, Washington, DC, USA.

Kandlikar, M., 1996: Indices for comparing greenhouse gas emissions: integrating science and economics. Energy Econ., 18(4), 265-281, doi:10.1016/S0140-9883(96)00021-7.

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.

Kemenes, A. et al., 2007: Methane release below a tropical hydroelectric dam. Geophys. Res. Lett., 34(12), doi:10.1029/2007GL029479.

Kojima, T. et al., 2004: Aerosol particles from tropical convective systems: cloud tops and cirrus anvils. J. Geophys. Res., 109(D12), doi:10.1029/2003JD004504.

Koren, I. *et al.*, 2006: The Bodélé depression: a single spot in the Sahara that provides most of the mineral dust to the Amazon forest. Environ. Res. Lett., 1(1), 014005, doi:10.1088/1748-9326/1/1/014005.

Lara, L. et al., 2005: Properties of aerosols from sugar-cane burning emissions in Southeastern Bra-zil. Atmos. Environ., 39(26), 4627-4637, doi:10.1016/j.atmosenv.2005.04.026.

Laut, P., 2003: Solar activity and terrestrial climate: an analysis of some purported correlations. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 65(7), 801-812, doi:10.1016/S1364-6826(03)00041-5.

Le Treut, H. et al., 2007: Historical overview of climate change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of working group I to the assessment report of the Intergovernamental Panel on Climate Change [Solomon, S. et al.(eds.)]. Cambridge, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press.

Lin, J.C. *et al.*, 2006: Effects of biomass-burning-derived aerosols on precipitation and clouds in the Amazon Basin: a satellite-based empirical study. J. Geophys. Res., 111(D19), doi:10.1029/2005JD006884. 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.

Loarie, S.R. et al., 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. Nature Clim. Change, 1(2), 105-109, doi:10.1038/nclimate1067.

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

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(13), 5785-5795, doi:10.5194/acp-10-5785-2010.

Machado, L.A.T. e W.B. Rossow, 1993: Structural characteristics and radiative properties of tropical cloud clusters. Mon. Weather Rev., 121(12), 3234-3260.

Manne, A.S. e R.G. Richels, 2001: An alternative approach to establishing trade-offs among green-house gases. Nature, 410(6829), 675-677, doi:10.1038/35070541.

Martin, S.T. et al., 2010: Sources and properties of Amazonian aerosol particles. Rev. Geophys., 48(2), doi:10.1029/2008RG000280.

Martins, J.A. *et al.*, 2009: Impact of biomass burning aerosols on precipitation in the Amazon: A modeling case study. J. Geophys. Res., 114(D2), doi:10.1029/2007JD009587.

Martins, J.V. *et al.*, 2011: Remote sensing the vertical profile of cloud droplet effective radius, thermodynamic phase, and temperature. Atmos. Chem. Phys., 11(18), 9485-9501, doi:10.5194/acp-11-9485-2011.

Martins, L.D., 2006: Sensibilidade da formação de ozônio troposférico às emissões veiculares na Região Metropolitana de São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 198 pp.

Martins, L.D. *et al.*, 2008: Ambiental volatile organic compounds in the megacity of São Paulo. Quím. Nova, 31(8), 2009-2013.

MCT, 2004: Primeiro Inventário Brasileiro de Emissões Antrópicas de Gases de Efeito Estufa não controladas pelo Protocolo de Montreal: Comunicação Inicial do Brasil, parte II. - Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.

MCT, 2009: Inventário brasileiro das emissões e remoções antrópicas de gases de efeito estufa. Informações gerais e valores preliminares. Ministério da Ciência e Tecnologia, Brasília, DF.

Metay, A. et al., 2007: N2O and CH4 emissions from soils under conventional and no-till manage-ment practices in Goiania (Cerrados, Brazil). Geoderma, 141(1-2), 78-88, doi: 10.1016/j.geoderma.2007.05.010.

Milankovitch, M., 1941: Kanon der Erdbestrahlungen und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem. Belgrade. English translation by Pantic, N., 1998: Canon of Insolation and the Ice Age Problem. Alven Global, 636 pp. Citado por Le Treut, H. et al., 2007: Historical overview of climate change. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Work-ing 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.

Miller, M. A. et al., 2012: The radiation budget of the West African Sahel and its controls: a perspective from observations and global climate models. Journal of Climate, 25, 5976-5996. doi: 10.1175/JC-LI-D-11-00072.1

Miranda, R.M. et al., 2012: Urban air pollution: a representative survey of PM2.5 mass concentrations in six Brazilian cities. Air Qual. Atmos. Health, 5(1), 63-77, doi:10.1007/s11869-010-0124-1.

Neelin, J.D. e I.M. Held, 1987: Modeling tropical convergence based on the moist static energy budget. Mon. Weather Rev., 115, 3-12. Nordemann, D.J.R. et al., 2005: Solar activity and El-Niño signals observed in Brazil and Chile tree ring records. Adv. Space Res., 35(5), 891-896, doi:10.1016/j.asr.2005.03.151.

OECD, 1991: Estimation of greenhouse gas emissions and sinks. Final Report from the OECD Experts Meeting, 18-21 February 1991. The Organisation for Economic Co-operation and De-velopment ()ECD), Paris, France.

Pal, J.S. *et al.*, 2007: Regional climate modeling for the developing world: The ICTP RegCM3 and RegC-NET. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 88(9), 1395-1409, doi:10.1175/BAMS-88-9-1395.

Patadia, F. et al., 2008: A multisensor satellite-based as-sessment of biomass burning aerosol radiative impact over Amazonia. J. Geophys. Res., 113(D12), doi:10.1029/2007JD009486.

Paulino, S. *et al.*, 2010: Evolution of particulate matter and associated metal levels in the urban area of Rio de Janeiro, Brazil. Bull. Environ. Contam. Toxicol., 84, 315-318.

Pereira, G.et al., 2009: Estimating trace gas and aerosol emissions over South America: relationship between fire radiative energy released and aerosol optical depth observations. Atmos. Environ., 43(40), 6388-6397, doi:10.1016/j.atmosenv.2009.09.013.

Procopio, A.S. *et al.*, 2004: Multiyear analysis of amazonian biomass burning smoke radiative forcing of climate. Geophys. Res. Lett., 31, L03108, doi:10.1029/2003GL018646.

Ptashnik, I.V. et al., 2004: Laboratory measurements of water vapour continuum absorption in spectral region 5000-5600 cm-1: evidence for water dimers. Q J R. Meteorol. Soc., 130(602), 2391-2408, doi:10.1256/qj.03.178.

Quaas, J. et al., 2004: Aerosol indirect effects in POLDER satellite data and the Laboratoire de Météorologie Dynamique–Zoom (LMDZ) general circulation model. J. Geophys. Res., 109(D8), doi:10.1029/ 2003JD004317.

Quaas, J. et al., 2008: Satellite-based estimate of the direct and indirect aerosol climate forcing. J. Geophys. Res., 113(D5), doi:10.1029/2007JD008962.

Quiterio, S.L. *et al.*, 2004: Metals in airborne particulate matter in the industrial district of Santa Cruz, Rio de Janeiro, in an annual period. Atmos. Environ., 38(2), 321-331, doi:10.1016/j.atmosenv.2003.09.017.

Richey, J.E. et al., 2002: Outgassing from Amazonian rivers and wetlands as a large tropical source of atmospheric CO2. Nature, 416, 617–620.

Rigozo, N. et al., 2007: Solar and climate imprint differences in tree ring width from Brazil and Chile. J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 69(4-5), 449-458, doi:10.1016/j.jastp.2006.10.013.

Rigozo, N. et al., 2008: Solar maximum epoch imprints in tree-ring width from Passo Fundo, Brazil (1741–2004). J. Atmos. Sol.-Terr. Phys., 70(7), 1025-1033, doi:10.1016/j.jastp.2008.02.002.

Roberts, G.C. et al., 2003: Impact of biomass burning on cloud properties in the Amazon Basin. J. Geophys. Res., 108(D2), doi:10.1029/2001JD000985.

Rosa, L.P. et al., 2004: Greenhouse gas emissions from hydroelectric reservoirs in tropical regions. Clim. Change, 66(1/2), 9-21, doi:10.1023/B:CLIM.0000043158.52222.ee.

Rosário, N.M.E., 2011: Estudo da variabilidade das propriedades ópticas dos aerossóis sobre a América do Sul e dos impactos do efeito radiativo direto das partículas de queimadas. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 212 pp.

Rusilo, L.C. e A.V. Manãs, 2010: GHG Protocol no contexto ambiental brasileiro: histórico e tendências, 16 pp.In: XIII SemeAd – Seminários em Administração da FEA-USP. Departamento de Administração, Faculdade de Economia, Administração e Contabilidade da Universidade de São Paulo (FEA-USP).

Sánchez-Ccoyllo, O.R. et al., 2009: Vehicular particulate matter emissions in road tunnels in Sao Paulo, Brazil. Environ. Monit. Assess., 149(1-4), 241-249, doi:10.1007/s10661-008-0198-5.

Santos, M.A., 2000: Inventário de emissões de gases de efeito estufa derivadas de hidrelétricas. Tese de Doutorado, Coordenação dos Programas de Pós-Graduação de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro (COPPE-RJ), Rio de Janeiro, RJ, 147 pp.

Santos, M.A. *et al.*, 2005: Carbon dioxide and methane emissions from hydroeletric reservoirs in Brazil. Seminar on Greenhouse Fluxes from Hydro Reservoir and Workshop on Modeling Greenhouse Gas Emissions from Reservoir at Watershed Level, Eletrobras, Coppe/UFRJ. In: Global Warming and Hydroelectric Reservoirs [(Santos, M.A. e L.P. Rosa. (Orgs.)]. Rio de Janeiro, RJ: COPPE/UFRJ, 2005, v. 1, pp. 81-94 Santos, M.A. *et al.*, 2006: Gross greenhouse gas fluxes from hydro-power reservoir compared to thermo-power plants. Energy Policy, 34, 481–488.

Santos, M.A. et al., 2008: Emissões de gases de efeito estufa por reservatórios de hidrelétricas. Oecol. Bras., 12(1), 116-129.

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

Schiffer, R.A. e W.B. Rossow, 1983: The International Satellite Cloud Climatology Project (IS-CCP): the first project of the World Climate Research Programme. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 64(7), 1-6.

Shine, K.P. *et al.*, 2005: Alternatives to the global warming potential for comparing climate impacts of emissions of greenhouse gases. Clim. Change, 68(3), 281-302, doi:10.1007/s10584-005-1146-9.

Silva Júnior, R.S., 2009: Sensibilidade na estimative da concentração de poluentes fotoquímicos com a aplicação de diferentes parametrizações de camada limite planetária utilizando o modelo de qualidade do ar WRF/CHEM. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 171 pp.

Soto-García, L.L. *et al.*, 2011: Evaluation of the carbon content of aerosols from the burning of biomass in the Brazilian Amazon using thermal, optical and thermal-optical analysis methods. Atmos. Chem. Phys., 11(9), 4425-4444, doi:10.5194/acp-11-4425-2011.

Souza Echer, M.P. et al., 2008: Wavelet analysis of a centennial (1895–1994) Southern Brazil rainfall series (Pelotas, 31°46′19″S 52°20′ 33″W). Clim. Change, 87(3-4), 489-497, doi:10.1007/s10584-007-9296-6.

St. Louis, V.L. et al., 2000: Reservoirs surfaces as sources of greenhouse gases to atmosphere: A global estimate. BioScience, 50(9), 766-755.

Swap, R. et al., 1992: Saharan dust in the Amazon Basin. Tellus B, 44(2), 133-149, doi:10.1034/j.1600-0889.1992.t01-1-00005.x.

Ten Hoeve, J.E. *et al.* 2011: Microphysical and radiative effects of aerosols on warm clouds during the Amazon biomass burning season as observed by MODIS: impacts of water vapor and land cover. Atmos. Chem. Phys., 11(7), 3021-3036, doi:10.5194/acp-11-3021-2011.

Teodoru, C. R. *et al.* (2012). The net carbon footprint of a newly created boreal hydroelectric reservoir, Global Biogeochem. Cycles, 26, GB2016, doi:10.1029/2011GB004187.

Tinsley, B.A., 2008: The global atmospheric electric circuit and its effects on cloud microphysics. Rep. Prog. Phys., 71(6), 066801, doi:10.1088/0034-4885/71/6/066801.

Trenberth, K.E. e A. Dai, 2007: Effects of Mount Pinatubo volcanic eruption on the hydrological cycle as an analog of geoengineering. Geophys. Res. Lett., 34, L15702, doi:10.1029/2007GL030524.

Turner, D.D., et al., 2004: The QME AERI LBLRTM: a closure experiment for downwelling high spectral resolution infrared radiance. J. Atmos. Sci., 61(22), 2657-2675, doi:10.1175/JAS3300.1.

Twomey, S., 1974: Pollution and the planetary albedo. Atmos. Environ., 8, 1251–1256.

Von Randow, C. et al., 2004: Comparative measurements and seasonal variations in energy and carbon exchange over forest and pasture in South West Amazonia. Theor. Appl. Climatol., 78(1-3), doi:10.1007/s00704-0041-z.

Wielicki, B.A. e R.N. Green, 1989: Cloud identification for ERBE radiative flux retrieval. J. Appl. Meteor., 28, 1133-1146.

Wielicki, B.A. *et al.*, 1996: Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): an earth ob-serving system experiment. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 77(5), 853-868, doi:10.1175/1520-0477(1996)077<0853:CA-TERE>2.0.CO;2.

WRI, 2009: Annual Report 2009. World Resources Institute (WRI). Disponível em http://www.wri.org/doc-uments/wri-annual-report-2009.

Zhang, Y. et al., 2008: 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.

CAPÍTULO 8

AVALIAÇÃO DE MODELOS GLOBAIS E REGIONAIS CLIMÁTICOS

Autores principais: Chou Sin Chan e Paulo Nobre – INPE. Autores colaboradores: Aline Maia – EMBRAPA; Edmilson Freitas – USP; Gilvan Sampaio – INPE; Iracema F. A. Cavalcanti – INPE; Juan Ceballos – INPE; Manoel A. Gan – INPE; Marcos H. Costa – UFV; Marcus J. Bottino – INPE; Ricardo Camargo – USP; Silvio Nilo Figueiroa – INPE; Wagner Soares – INPE. Autores revisores: Felipe Pimenta – UFRN e Maria Valverde – INPE.

ÍNDICE

SUMÁRIO EXECUTIVO	280
8.1 INTRODUÇÃO	280
8.2 A HIERARQUIA DOS MODELOS ACOPLADOS, GLOBAIS E REGIONAIS, INCLUINDO MÉTODOS DE <i>DOWNSCALING</i> ESTATÍSTICO	281
8.2.1 MODELAGEM ATMOSFÉRICA GLOBAL	281
8.2.2 MODELAGEM ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA	282
8.2.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA REGIONAL OU DOWNSCALING DINÂMICO	283
8.2.4 MÉTODOS DE DOWNSCALING ESTATÍSTICO	286
8.3 REPRESENTAÇÃO DE PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO NOS MODELOS CLIMÁTICOS	288
8.3.1 OCEANO-ATMOSFERA	288
8.3.2 RADIAÇÃO-NUVEM	289
8.3.3 BIOSFERA-ATMOSFERA	290
8.4 SIMULAÇÕES DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS	295
8.4.1. ENOS	295
8.4.2 ZONAS DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DO ATLÂNTICO SUL	295
8.4.3 CICLONES EXTRATROPICAIS	297
8.4.4 MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL	298
8.4.5 JATO DE BAIXOS NÍVEIS	298
8.5 ALGUNS IMPACTOS	299
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	304

SUMÁRIO EXECUTIVO

Neste capítulo é apresentado um resumo da habilidade de modelos numéricos em reproduzir o clima presente da América do Sul. São descritas características e desenvolvimentos do Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM), do modelo atmosférico global do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos – CPTEC e modelos regionais climáticos visando estudos de mudanças climáticas. No modo climático os modelos globais utilizam resolução horizontal de cerca de 200 km enquanto os modelos regionais geralmente utilizam a resolução de cerca de 50 km. Métodos estatísticos de downscaling e resultados sobre o Brasil são apresentados. Processos de retroalimentação oceano-atmosfera, radiação-nuvem, biosfera-atmosfera são discutidos e resultados de simulações numéricas são apresentados. São discutidas também avaliações dos modelos globais atmosféricos, acoplado oceano-atmosfera e regionais em representar fenômenos meteorológicos que atuam na região, tais como o El Niño-Oscilação Sul (ENOS), Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), Ciclones extratropicais, Modo Anular do Hemisfério Sul e Jato de Baixos Níveis. Apesar dos modelos globais do CMIP3 não representarem adequadamente a intensidade e posição da ZCIT e extensão da ZCAS, estes fenômenos foram melhores simulados pelo BESM que mostrou a importância dos processos de interação oceano-atmosfera na simulação da ZCAS e a importância da melhora no balanço radiativo para simular a migração sazonal da ZCIT sobre o Oceano Atlântico. Simulações utilizando modelos regionais apresentaram erros comuns como subestimativa da precipitação sobre a Amazônia e superestimativa sobre os Andes. Problemas de poluição atmosférica e do efeito da ilha de calor são simulados para a megacidade de São Paulo, apesar destes resultados serem aplicados para integrações de curto prazo, as consequências para mudanças climáticas são discutidas. A problemática da elevação do nível do mar é discutida, embora sua simulação numérica ainda seja uma atividade incipiente no Brasil. Incertezas em simulações do clima presente são exploradas a partir do uso de vários modelos globais atmosféricos, globais acoplados oceano-atmosfera e regionais climáticos, além de variações da perturbação da física de um mesmo modelo. As perturbações aplicadas na física de um mesmo modelo resultam em espalhamento pequeno entre os membros no clima presente, apesar de produzirem grande espalhamento no clima futuro.

8.1 INTRODUÇÃO

Modelos climáticos globais e regionais têm tido grandes avanços nos últimos anos em termos da representação de processos e fenômenos críticos para estudo das mudanças climáticas globais, seus impactos sobre o Brasil e ações de mitigação. Parte do avanço vem do aumento da resolução espacial e parte da inclusão de controles climáticos provenientes de novas componentes do sistema e da interação entre elas. O Brasil tem se destacado nesta área, através do desenvolvimento de modelos atmosféricos globais e regionais, a exemplo dos modelos atmosféricos globais do INPE/CPTEC, do modelo do sistema terrestre BESM (Brazilian Earth System Model) do Programa FAPESP de Pesquisa em Mudanças Climáticas Globais, INCT-MC e Rede CLIMA e do modelo regional Eta. Como fruto da maturidade em modelagem atmosférica e ambiental brasileira, surgiu e está em pleno desenvolvimento o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre – BESM, coordenado pelo INPE com participação de diversas Universidades e instituições de pesquisa no Brasil e no exterior. O BESM é baseado no modelo acoplado oceano-atmosfera global do INPE/CPTEC, ao qual estão sendo integrados componentes de química atmosférica e aerossóis, vegetação dinâmica, fogo e hidrologia continental, gelo e biogeoquímica marinha, além da descarga fluvial nos oceanos. Característica marcante do BESM é sua ampla gama de atuação, abrangendo escalas de tempo de dias à paleoclimática.

Este capítulo sintetiza a produção brasileira do conhecimento sobre a modelagem climática global e regional, e a avaliação do desempenho destes modelos pertinente às mudanças climáticas globais.

8.2 A HIERARQUIA DOS MODELOS ACOPLADOS, GLOBAIS E REGIONAIS, IN-CLUINDO MÉTODOS DE *DOWNSCALING* ESTATÍSTICO

8.2.1 MODELAGEM ATMOSFÉRICA GLOBAL

Até o presente, o único modelo de circulação geral da atmosfera (MCGA) desenvolvido na América do Sul com resultados publicados sobre estudos do clima é o modelo atmosférico global do INPE/ CPTEC (Cavalcanti et al., 2002a; Marengo et al., 2003).

O MCGA do INPE/CPTEC tem sido desenvolvido pelo CPTEC desde a sua versão inicial do Center for Ocean–Land–Atmosphere Studies (COLA) de 1994. As características atmosféricas climatológicas globais representadas com a primeira versão brasileira do MCGA do COLA, referido como MCGA CPTEC/COLA foram apresentadas em Cavalcanti et al. (2002a), onde há uma descrição detalhada desta versão do modelo. A variação sazonal da precipitação, pressão ao nível do mar, ventos em altos e baixos níveis, bem como a estrutura vertical dos ventos e temperatura é bem simulada pelo MCGA CPTEC/COLA. Os principais centros associados a ondas estacionárias nos dois hemisférios são razoavelmente bem reproduzidos. Entretanto a precipitação é subestimada principalmente na região da Indonésia, da Amazônia e centro-sul da América do Sul e superestimada no Nordeste do Brasil, na zona de convergência intertropical (ZCIT) e na zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Embora erros sistemáticos ocorram nas regiões tropicais, as melhores correlações entre anomalias de precipitação do modelo e as anomalias observadas ocorrem na região que inclui o norte do Nordeste do Brasil, leste da Amazônia e Região Sul do Brasil.

Análises dos fluxos de radiação solar que chegam à superfície simulados pelo MCGA CPTEC/ COLA indicaram valores maiores que os observados nas situações com céu claro e com nuvens (Tarasova e Cavalcanti, 2002). O viés nos fluxos com céu claro ocorria devido à falta do efeito de aerossóis no código de radiação de ondas curtas do modelo, enquanto o viés nos fluxos quando as nuvens estão presentes era associado às deficiências na simulação das nuvens. O excesso de radiação de onda curta que chega à superfície foi reduzido com a implementação de um esquema de parametrização de radiação de ondas curtas -CLIRAD- em uma nova versão do modelo MCGA CPTEC (Tarasova *et al.*, 2007). A mudança de parametrização, além de aproximar os fluxos de radiação simulados aos observados, apresentou impactos na precipitação, reduzindo o viés na Indonésia e na região da ZCAS (Barbosa e Tarasova, 2006; Barbosa *et al.*, 2008). Oesquema de radiação utilizado pelo modelo unificado do UK Met Office, o qual inclui ondas curtas e longas, foi também implementado como uma outra opção no MCGA do CPTEC (Chagas e Barbosa, 2008). Este esquema produziu fluxos mais próximos aos observados, comparados com os esquemas anteriores, com impactos tanto positivos quanto negativos na precipitação.

A comparação dos dois esquemas de convecção originalmente incluídos no MCGA, *Relaxed Ar-akawa-Schubert* (RAS) (Moorthi and Suarez 1992) e KUO (Kuo 1974), com uma versão ajustada do RAS mostrou que o esquema KUO apresenta déficit de precipitação na região da Amazônia e excesso no setor sul da ZCAS, enquanto que o esquema RAS apresenta bandas com sinal alternado de erros que se estendem desde a Amazônia até o Nordeste (Pezzi *et al.*, 2008). A implementação do esquema de convecção GRELL (Grell and Devenyi 2002) no MCGA tem mostrado uma melhor representação da precipitação de verão, principalmente sobre a América do Sul (Figueroa *et al.*, 2006), apresentando boa representação da precipitação sobre a Amazônia e ZCAS.

O MCGA do CPTEC original de COLA (Cavalcanti *et al.* 2002) (MCGA CPTEC -V.1.0) sofreu muitas modificações durante a última década. Com novas físicas na convecção e radiação o modelo passou para a versão MCGA CPTEC -V.3.0. Esta versão é utilizada pelo BESM-OA2.3 em rodadas decadais e centeniais (Nobre *et al*, 2013). Nos últimos três anos a versão MCGA CPTEC -V.3.0 sofreu profundas modificações de suas formulações dinâmica e física, entre elas a formulação espectral Di-vergência-Vorticidade foi modificada para formulação espectral U-V e foi excluída a difusão na umidade espectral, tratando este em pontos de grade. Na parte física foram excluídas parametrizações obsoletas e incorporados esquemas mais sofisticados e modernos de superfície, camada limite, microfísica, propriedades óticas, ondas de gravidade, etc. Adicionalmente, nesta versão, com uso de Cloud Resolving Model se tem melhorado e modificado o esquema de Grell-Devenyi incorporando novos fechamentos e reescrito o código (MCGA CPTEC -V.4.0), cujos resultados de validação estão reportados em Figueroa *et al* (2013). As modificação serão incorporadas ao BESM.

O MCGA do CPTEC possui uma versão para estudos do paleoclima em que foram inseridos os parâmetros orbitais para a integração por milhares de anos (Melo e Marengo, 2008). Os resultados desta versão podem ser encontrados no Capítulo 5 deste relatório.

8.2.2 MODELAGEM ACOPLADA OCEANO-ATMOSFERA

Os campos de temperatura da superfície do mar (TSM) sobre os oceanos Atlântico Tropical e Pacífico equatorial são importantes condicionantes do estado médio do clima e sua variabilidade interanual sobre a América do Sul (Moura and Shukla 1981; Nobre and Shukla 1996; Shukla 1981, 2000; Shukla and Fennessy 1988; Ward and Folland 1991). Estudos que utilizam modelos acoplados oceano-atmosfera de complexidade intermediária sugerem que a variabilidade interannual das TSM no oceano Atlântico é mantida através de perturbações atmosféricas de origem remota (Zebiak 1993, Nobre et al. (2003).

O estudo de previsibilidade sazonal da ZCAS utilizando o BESM (Nobre et al., 2012), mostrou destreza de previsibilidade das anomalias de precipitação sobre águas frias no Atlântico Tropical Sul, fenômeno este não simulado por modelos atmosféricos globais forçados por campos observados de TSM (Marengo et al. 2003; Nobre et al. 2006). Este foi o primeiro resultado publicado utilizando um modelo acoplado oceano-atmosfera suportando as indicações anteriores da importância dos processos de acoplamento oceano-atmosfera sobre o Atlântico Sul relativos à dinâmica da ZCAS (Chaves and Nobre 2004; De Almeida et al. 2007), os quais necessitam ser considerados para a modelagem do sistema climático global. Tal evidência é suportada pelos resultados de investigação com modelo acoplado oceano-atmosfera sobre o modelo acoplado oceano-atmosfera SPEEDO (Haarsma et al., 2008, 2011) e sobre o a importância em corretamente simular os processos dinâmicos e termodinâmicos no Atlântico Tropical e América do Sul na modulação da ZCIT (Bottino and Nobre 2013; Rodrigues et al. 2011). A capacidade de modelagem do Oceano Austral pelo modelo acoplado CCSM4 é abordado por Weijer et al. (2012) e os efeitos da cobertura de gelo Antártico no clima do Hemisfério Sul pesquisado por Raphael et al. (2010). As principais características do BESM estão listadas na Tabela 8.1.

MCGOA	Referências	Componentes	Res.	Acoplador	Prazo integração	Convecção cumulus	Ra- diação
BESM	[1, 2]	Atmos: CPTEC; Oceano: MOM4p1	Atmos T062L28; Oceano ~1x1 L50	FMS [3]	1961-2105	Grell [4]	Lacis & Hansen

Tabela 8.1 Características do modelo BESM

1. Nobre, P., et al., Climate simulation and change in the Brazilian Climate Model. J. Climate, 2013: p. In press.

2. Nobre, P., et al., Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean. J. Climate, 2012. 25(18): p. 6349-6358.

3. Griffies, S.M., *Elements of MOM4p1.*, in GFDL Ocean Group Technical Report No. 62009, NOAA/ Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. p. 444.

4. Grell, G.A. and D. Devenyi, A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. Geophys. Res. Lett., 2002. 29(14).

5.Lacis, A.A. and J.D. Hansen, A parameterization of the absortion of solar radiation in the Earth's atmosphere. J. Atmos. Sci., 1974. 31: p. 118-133.

6. Xue, Y., et al., A simplified biosphere model for global climate studies. J. Climate, 1991. 4: p. 345-364. 7. Mellor, G.L. and T. Yamada, Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. Reviews of Geophyis. and Space Physics, 1982. 20: p. 851-875.

8.2.3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA REGIONAL OU DOWNSCALING DINÂMICO

A informação sobre cenários climáticos futuros, derivada de modelos de circulação geral, os MCG, apresenta-se em escalas espaciais (240 a 600 km) geralmente incompatíveis com as escalas requeridas para estudos de impactos. O refinamento de escala (*downscaling*) das projeções de mudanças climáticas produzidas pelos MCG requer a incorporação de informações locais e é particularmente importante para áreas de topografia complexa, ilhas e regiões costeiras ou ainda áreas com cobertura do solo/uso da terra extremamente heterogêneos (Murphy, 1999; Wilby *et al.*, 2004; Vrac *et al.*, 2007). Os métodos de *downscaling* podem ser de natureza temporal ou espacial.

Há dois tipos básicos de abordagem utilizados para *downscaling*: a abordagem dinâmica, discutida nesta seção, e a estatística, discutida na seção abaixo. A primeira abordagem inclui o desenvolvimento de modelos (dinâmicos) climáticos regionais (MCR) utilizando condições iniciais e de contorno oriundas de MCG. Tais modelos têm a capacidade de representar fenômenos meteorológicos de escala global e com o aninhamento de grades refinadas conseguem também representar de forma mais acurada os fenômenos de escala local.

As primeiras tentativas de autores brasileiros em estender o prazo de previsão de modelo regional sobre América do Sul para escalas mensal e sazonal (Chou *et al.*, 2000; Nobre *et al.*, 2001; Chou *et al.*, 2002; Chou *et al.*, 2005; Fernandez *et al.*, 2006) demonstraram a utilidade da técnica de *downscaling* dinâmico em melhorar a qualidade da previsão de precipitação do modelo global utilizado como forçante lateral.

O modelo espectral regional RSM (Regional Spectral Model) (Juang e Kanamitsu, 1994) tem sido empregado em previsões climáticas no Nordeste do Brasil (Nobre et al, 2001; Sun et al, 2005). Nobre et al. (2001) aninharam o modelo RSM a 3 membros de previsões do ECHAM3 (Roeckner et al. 1992) para o período de janeiro a abril de 1999, a estação chuvosa do Nordeste do Brasil. Eles mostraram que o RSM melhorou a posição da ZCIT e consequentemente melhorou a distribuição das chuvas na região. Sun et al. (2005) produziram integrações de seis meses para a estação chuvosa do período de 1971-2000, e encontraram que o RSM corrigiu a posição da ZCIT do ECHAM4.5, mas que subestimou a precipitação na região.

Da Rocha et al. (2009) utilizaram o modelo RegCM3 forçado com reanálises do NCEP-NCAR (Kalnay et al., 1996) como condições de contorno e TSM observada para reproduzir o clima de verão nos meses de dezembro, janeiro e fevereiro sobre uma área que cobria grande parte do território brasileiro. Nestas simulações mostrou-se que o modelo é capaz de reproduzir as principais características de circulação de verão como a banda de precipitação associada à ZCAS e o ciclo diurno da precipitação em diferentes áreas do domínio. Diagnosticou-se como uma das principais falhas do modelo a produção de precipitação particularmente sobre o Oceano Atlântico que foi em grande parte gerada pelo esquema de precipitação explícita do modelo, havendo pouca produção de precipitação pelo esquema de parametrização convectiva.

Pilotto et al. (2012) mostraram que o aninhamento do modelo atmosférico regional Eta nos campos de saída do modelo global atmosférico e do modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE produziu uma melhora significativa nos fluxos de calor e momento na superfície e nos campos de precipitação sobre o Atlântico Tropical, relativamente aos resultados de ambos modelos globais. Os resultados do modelo Eta aninhado no modelo acoplado apresentaram os menores erros quando comparados com observações. Geração de cenários de mudanças climáticas em maior resolução sobre América do Sul foi iniciado a partir do projeto CREAS (Cenários REgionais de Mudança de Clima para América do Sul) Marengo e Ambrizzi, 2006; Ambrizzi et al., 2007). Neste projeto foram utilizados três modelos regionais climáticos, RegCM3 (Giorgi e Mearns, 1999), HadRM3 (Collins et al., 2006) e Eta-CCS (Pisnichenko e Tarasova (2009), e 2 cenários de emissões propostos pelo IPCC, o A2 e B2 (IPCC, 2000). As condições de contorno foram fornecidas pelo modelo global atmosférico do Centro Britânico, HadAM3P. Os modelos foram rodados na resolução horizontal de 50 km para os períodos de 1961-1990 (clima presente), e de 2070-2100 (clima futuro). Marengo et al. (2010) mostraram que os modelos têm um viés negativo de precipitação na parte mais norte da América do Sul e também um viés negativo que domina quase todo o continente com exceção da parte mais central, onde dependendo da estação do ano observou-se mais neutralidade ou mesmo valores positivos, mas não significantes.

A versão Eta-CCS utilizada no projeto CREAS foi desenvolvida por Pisnichenko e Tarasova (2009). Esta versão reproduzia os padrões de precipitação sobre o continente, apesar da subestimativa durante o verão. Uma nova versão do modelo, o Eta-CPTEC, foi desenvolvida, independentemente, da versão Eta-CCS e sob encomenda do Ministério da Ciência e Tecnologia para apoiar a elaboração da Segunda Comunicação Nacional (Brazil, 2010). A versão Eta-CPTEC inclui o aumento dos níveis de concentração de CO₂ segundo o cenário de emissão, variação diária do estado da vegetação ao longo do ano, que são características importantes para estudo em integrações de mudanças climáticas e que são algumas das características que distinguem a versão Eta-CPTEC do Eta-CCS. O modelo Eta-CPTEC foi utilizado para produzir a regionalização do cenário A1B fornecido pelo modelo HadCM3, em 4 versões de perturbação do modelo global. Neste projeto, foi incluída a incerteza das condições de contorno provenientes dos 4 membros do cenário A1B do modelo HadCM3. O modelo regional foi integrado na resolução horizontal de 40 km, para os períodos de 1961-1990 (Chou et al., 2012) e os cenários futuros em 3 períodos de 30 anos, de 2011-2040, 2041-2070 e 2071-2100 (Marengo et al., 2012). O clima presente reproduzido pelo Eta-CPTEC mostrou boa concordância com as observações disponíveis de temperatura e precipitação, e com a circulação de altos e baixos níveis dos dados de reanálises (Chou et al., 2012).

O programa europeu 7th Framework Programme financiou um estudo de impactos e vulnerabilidade em cenário futuro de mudanças climáticas na Bacia do Rio da Prata. É um trabalho importante devido ao emprego de vários modelos regionais para reproduzir o clima sobre América do Sul, a saber: MM5 (Grell et al. 1994), RegCM3, RCA (Samuelsson et al. 2011), REMO (Jacob et al, 2001), PROMES (Sanchez et al, 2007), Eta (Chou et al, 2012), e LMDZ (Li, 1999). Apesar do foco sobre a Bacia do Rio da Prata, o domínio utilizado pelos modelos cobria toda América do Sul. Os modelos climáticos regionais produziram simulações do clima presente utilizando as reanálises do Era-Interim (Dee et al., 2011) no período de 1989-2008. Estas simulações permitiam identificar os principais erros dos modelos regionais. Solman et al (2013) mostraram que o conjunto desses modelos regionais reproduziu bem o ciclo anual da temperatura e precipitação, sendo os erros em torno de ± 20 C na temperatura e ± 20 % na precipitação, e que os maiores erros foram encontrados nas regiões tropicais.

As principais características dos modelos regionais utilizados por grupos brasileiros para geração de cenários de mudanças climáticas estão resumidas na Tabela 8.2.

Camada limite planetária	Mellor Yama- da 2.5 (Mellor e Yamada, 1974)	Mellor Yama- da 2.5 (Mellor e Yamada, 1974)	Smith (1990)	Holtslag <i>et al.</i> (1990)
Condição de contor- no	Mesinger (1977)	Mesinger (1977)	Davies (1976)	Davies (1976) 5 rows buff- er zone
Esquema de su- perfície	Chen e Dudhia (2001 <i>;</i> NOAH)	Chen e Dudhia (2001 <i>;</i> NOAH)	Cox et al. (1999) 4lyrs, (MOSES I)	Dickin- son <i>et al.</i> (1993; BATS)
Radiação	Lacis e Hansen (1974); Fels e Schwarzkopf (1975);	Lacis e Hansen (1974); Fels e Schwarzkopf (1975);	Edwards e Slingo (1996)	Kiehl et al. (1996)
Microfísi- ca de nuvens	Zhao scheme (Zhao <i>et</i> al., 1997)	Ferrier scheme (2002)	Smith (1990)	Pal et al. (2000)
Con- vecção cumulus	Betts e Miller (1986); Janjic (1994);	Betts e Miller (1986); Janjic (1994);	Gregory e Rowntree (1990); Gregory e Allen (1991);	Grell (1993)
Prazo in- tegração	1961- 1990; 2011- 2040; 2041- 2070; 2071- 2100	1961- 1990; 2071- 2100	1961- 1990; 2071- 2100	1961- 1990; 2071- 2100
Res.	40km/38L	50km/38L	50km/L19	50 km / L30
Referência	Pesque- ro et al. (2009); Chou et al. (2012); Maren- go et al. (2012);	Pisnichen- ko e Tarasova (2009);	Collins et al. (2006); Alves e Marengo (2010);	Giorgi e Mearns (1999); Da Rocha et al. (2009);
Instituição	Ш Ч Ц	Ш Z	UKMO	ICTP
MCR	Eta- CPTEC	Eta-CCS	HadRM3P	RegCM3

Tabela 8.2 Modelos regionais climáticos com integrações de cenários de mudanças climáticas sobre América do Sul.

Alves e Marengo (2010) avaliaram o clima presente reproduzido pelo modelo HadRM3P aninhado nas simulações globais geradas pelo HadAM3P (Gordon *et al.*, 2000) e encontraram erros sistemáticos negativos na temperatura em áreas tropicais. A precipitação por sua vez apresentou erros sistemáticos negativos durante a estação chuvosa, portanto subestimativa, na parte central do continente, e erros de pequena magnitude na mesma região durante a estação seca.

Pesquero et al. (2009) utilizaram o Modelo Eta para reproduzir o clima presente sobre América do Sul, na resolução de 40 km, 38 camadas verticais e condições de contorno do modelo HadAM3P para o período de 1979-1989. Os resultados concordaram com Chou et al (2012), apresentando subestimativa da precipitação sobre a Amazônia no período chuvoso. Este erro apresentou menor magnitude que o erro dos modelos globais utilizados como condição de contorno lateral. Os resultados concordaram também na superestimativa da precipitação na região central do país e sobre regiões de montanhas, apesar de que a escassez de observações em regiões de montanha limita a confiabilidade da estimativa do erro.

No uso de um conjunto perturbado de condições de contorno, Chou *et al.* (2012) mostraram que o espalhamento entre os 4 membros das simulações de precipitação e de temperatura do Modelo Eta era menor que a raiz do erro quadrático médio daquelas variáveis no clima presente. Comparando estes resultados com aqueles do modelo global que forneceu as condições de contorno lateral, mostrou-se que espalhamento e os erros eram de magnitude comparável ao do HadCM3, o que indica que o conjunto simulado do clima presente pelos modelos regionais herdou as mesmas características do conjunto de modelos globais.

8.2.4 MÉTODOS DE DOWNSCALING ESTATÍSTICO

Na abordagem estatística (também conhecida como empírica ou estocástica) são utilizados métodos estatísticos para estimar relações quantitativas entre preditores relacionados a fatores de larga escala e variáveis prognósticas dependentes de condições fisiográficas locais. São também conhecidos como métodos de desagregação ou refinamento estatístico e podem ser de natureza temporal, como, por exemplo, em Mendes e Marengo (2010), espacial (Ramos, 2000) ou ainda envolvendo os dois tipos de dimensões (escalas) simultaneamente. Uma revisão detalhada sobre métodos para *downscaling* estatístico é apresentada em Fowler et al. (2007).

A abordagem estatística (downscaling estatístico) baseia-se no princípio de que o clima local é condicionado por dois tipos de fatores: os fatores de larga escala que medem aspectos da circulação global (ex. *El Niño*/Oscilação Sul, ENOS) e características fisiográficas locais tais como topografia, alternância terra/mar nas regiões costeiras e uso da terra (Wilby et al., 2004).

Wilby et al. (2004) classificam os métodos de *downscaling* estatístico em três categorias, a) Métodos baseados na classificação de padrões de tempo: nesta abordagem, variáveis climáticas locais são relacionadas com classes de tempo de escala sinótica (Fowler et al., 2007); b) Geradores de tempo: são modelos que produzem séries temporais sintéticas de variáveis meteorológicas para uma determinada região; e c) Modelos de Regressão: estimam relações quantitativas entre preditores oriundos de MCG e variáveis prognósticas locais utilizando modelos empíricos (Fowler et al., 2007; Mendes et al., 2009). Uma quarta abordagem conhecida como análise de sobrevivência (Maia e Meinke 2012) também pode ser usada para *downscaling* estatístico. No Brasil esse tipo de modelos estatístico foi usado para gerar projeções de início de estação chuvosa em função de preditores derivados do fenômeno ENOS (Maia et al. 2011).

Algumas experiências de *downscaling* estatístico para o Brasil estão sumarizadas na Tabela 8.3. A variável prognóstica mais frequente é a precipitação; entre os métodos utilizados, há uma predominância de redes neurais artificiais e análise de regressão.

Tabela 8.3 Exemplos de publicações sobre experiências de downscaling estatístico para o Brasil.

Região	Variáveis prognósticas	Método	Referência	Principais resultados
Estado do Ceará	Precipitação diária	Modelos de ca- deias de Markov	Robertson et al. (2004)	As simulações são capazes de capturar rel- ativamente bem mudanças interanuais de precipitação e ocorrência diária de chuva em sequências de 10 dias em algumas estações individuais.
Bacia do Piancó, Paraíba	Precipitação sazonal	Redes neurais e regressão linear múltipla	Ramos (2000)	O método de redes neurais apresentou desempenho superior ao de regressão line- ar. Ambos apresentaram boa performance para precipitação mensal e sazonal.
Regiões Sudeste e Nordeste	Vento (10m)	Redes neurais	Gonçalves et al. (2010)	Resultados preliminares indicam um leve aumento da velocidade do vento de su- perfície no Sudeste e Nordeste.
Regiões Sudeste	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde et al. (2006)	O método de redes neurais mostrou tendência de predizer chuvas de modera- das a intensas com maior acurácia durante o verão austral.
Bacia amazônica	Precipitação diária	Redes neurais e modelo de auto- correlações	Mendes e Marengo (2010)	O método de redes neurais apresentou de- sempenho superior ao de autocorrelações.
Região de São Paulo	Precipitação diária	Redes neurais e regressão linear múltipla	Valverde et al. (2005)	O método de redes neurais apresentou de- sempenho superior ao de regressão linear múltipla, que apresentou viés elevado para os dias sem ocorrência de chuva.

As vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico, de acordo com Wilby et al. (2004), estão resumidos na Tabela 8.4.

Tabela 8.4. Sumário de vantagens e limitações dos principais métodos de *downscaling* estatístico (adaptado de Wilby et al., 2004).

Tipo de método	Vantagens	Limitações
Métodos baseados na classi- ficação de padrões de tempo (weather typing)	 resulta em relações com interpre- tação física entre os preditores de larga escala e variáveis climáticas da superfície São versáteis, podendo ser aplica- dos para diferentes tipos de estudos (qualidade de ar, erosão, enchentes, etc.) Uma composição desses méto- dos é útil para análise de eventos extremos 	 requer a tarefa adicional de classi- ficação de padrões de tempo Esquemas baseados em padrões de circulação podem ser insensíveis a forçantes climáticas futuras Talvez não capturem variações de tempo dentro dos diferentes padrões de classificação.
Geradores de tempo (weather generators)	 -há produção de informação para análise de incertezas - permitem interpolação espacial de parâmetros do modelo - podem produzir informação em escala de horas 	 há ajustamento arbitrário de parâmetros para condições de clima futuro diversas variáveis são modeladas separadamente, sem que suas inter- dependências sejam consideradas

Tipo de método	Vantagens	Limitações
Métodos de análise de regressão	 de aplicação relativamente fácil podem utilizar todos os preditores disponíveis para posterior seleção dos mais importantes são de fácil entendimento e há grande disponibilidade de softwares para análise 	 Alguns modelos explicam apenas uma pequena fração da variabili- dade observada Alguns desses métodos requerem relações lineares entre respostas e preditores e normalidade da variável resposta De um modo geral, não repre- sentam adequadamente eventos extremos

A principal vantagem do *downscaling* estatístico em relação ao uso de modelos dinâmicos é quanto ao requerimento de recursos computacionais, o que facilita o uso de preditores derivados de grande número de MCG. No entanto, além de requerer a existência de séries longas de dados locais para as variáveis de interesse, o *downscaling* estatístico baseia-se na pressuposição de que a relação entre os preditores e a variável-resposta seja estacionária (i.e., tenha a propriedade de invariância temporal). Esse pressuposto é questionável para cenários de mudanças climáticas de maior magnitude.

8.3 REPRESENTAÇÃO DE PROCESSOS DE RETROALIMENTAÇÃO NOS MODELOS CLIMÁTICOS

8.3.1 OCEANO-ATMOSFERA

Os oceanos representam o maior reservatório de calor do sistema climático global, modulando processos atmosféricos de escalas temporais que variam de horas a milhares de anos. A base física de controle climático pelos oceanos reside na absorção de grande parte da energia solar na região equatorial do planeta e sua redistribuição através do sistema de correntes oceânicas de superfície e profundas. No entanto, o próprio sistema de correntes oceânicas é gerado pela interação com a atmosfera, através não somente dos fluxos de calor, mas também de momento e água. Assim, a atmosfera e o oceano formam um sistema complexo acoplado com processos de retroalimentação que contribuem para modular o clima do planeta. Modelos acoplados oceano-atmosfera constituem, desta forma, um conjunto de ferramentas imprescindíveis para o estudo do clima, sua variabilidade e mudança. Através do ciclo hidrológico global, os oceanos, continentes e atmosfera formam um sistema complexo acoplado com inter-relações múltiplas.

O trabalho de Nobre et al. (2009) de desflorestamento da Amazônia no modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE exemplifica o processo de retroalimentação oceano-atmosfera. Este trabalho mostra como uma redução da cobertura florestal na Amazônia acarreta redução da precipitação local por diminuição da convergência de umidade à superfície, a qual ocasiona um relaxamento dos ventos alísios sobre o Pacífico Equatorial, que acarreta ambos a diminuição da ressurgência equatorial e afloramento da subcorrente equatorial no Pacífico. Tais anomalias na circulação oceânica resultam no aumento da TSM sobre o Pacífico Leste e o deslocamento do máximo de precipitação equatorial do Pacífico oeste para leste, a qual acarreta aumento da subsidência atmosférica induzida sobre a Amazônia e uma correspondente redução ainda mais acentuada de precipitação sobre a Amazônia, relativamente a um experimento numérico no qual as TSM globais são mantidas em valores climatológicos. Assim, os autores apresentam evidências de modelagem global de que a substituição da Floresta Amazônica por vegetação de savana afeta o sistema climático global através da alteração nos padrões globais de circulação atmosférica e oceânica, com aumento da frequência de eventos El Niño no Pacífico. Os autores mostram também que o efeito acoplado da atmosfera e dos oceanos, num caso de redução da cobertura florestal Amazônica, ampliaria a redução da precipitação média anual sobre a Amazônia, dos ~20% estimado por estudos de modelos atmosféricos (e.g. Gash et al., 1996; Nobre et al., 1991; Shukla et al., 1990) para uma redução de aproximadamente 40% nas simulações com o modelo acoplado oceano-atmosfera do INPE (Nobre et al., 2009).
A importância de processos de retroalimentação oceano-atmosfera também foi explicitada por vários trabalhos no caso da formação da ZCAS. Chaves e Nobre (2004) foi o primeiro trabalho que sugeriu que a ocorrência de precipitação sobre águas mais frias observadas no caso de ocorrência de ZCAS, documentada por Richardson e Mechoso (2000) é uma decorrência de um processo de retroalimentação radiação solar-nuvens-TSM, com o aumento da nebulosidade associada à ocorrência da ZCAS acarretando o aumento da nebulosidade, redução da radiação solar incidente sobre o oceano e conseguente esfriamento e queda das TSM. O trabalho de De Almeida et al. (2007) utiliza um oscilador estocástico não linear para mostrar que processos de retroalimentação oceano-atmosfera explicam parte da variabilidade na TSM e nebulosidade do Atlântico Sudoeste associados à ZCAS durante o verão austral. Nesse estudo a presença de uma anomalia de TSM positiva no Atlântico sudoeste aumenta a formação de nebulosidade na região da ZCAS, a qual por sua vez diminui o fluxo de radiação de onda curta à superfície do oceano, acarretando o resfriamento da superfície do mar. Já as evidências mais contundentes sobre a importância dos processos de retroalimentação oceano-atmosfera para a formação e manutenção da ZCAS foram apresentadas por Nobre et al (2012). Utilizando dados de bóias do Projeto PIRATA no Atlântico Sudoeste e resultados do modelo acoplado global BESM, os autores demonstraram que a ZCAS representa um processo termodinâmico indireto, com aumento da precipitação e movimento vertical ascendente sobre águas mais frias, somente representável pelo modelo acoplado oceano-atmosfera, uma vez que modelos atmosféricos forçados por campos prescritos de TSM geram aumento hidrostático, termicamente direto, de precipitação sobre águas mais aquecidas, como é o caso da ZCIT ambos sobre o Atlântico e o Pacífico. Assim, Nobre et al (2012) agregaram evidências observacionais e de modelagem numérica às hipóteses de processos de retroalimentação oceano-atmosfera levantados nos trabalhos de Chaves e Nobre (2004) e De Almeida et al. (2007) descritos acima.

O trabalho de Bottino e Nobre (2013) estudou os efeitos da modificação dos parâmetros radiativos nos esquemas de cobertura de nuvens do BESM, demostrando que tais modificações causam uma melhora significativa na distribuição da precipitação atmosférica sobre a Amazônia e Atlântico Tropical, as quais acarretam uma impressionante melhora na representação da migração sazonal da ZCIT para o norte. Tais melhorias na representação da circulação geral da atmosfera, contudo, somente podem ser notadas no caso de uma superfície do mar interativa, como é o caso do modelo acoplado oceano-atmosfera, mas não nos experimentos com o modelo atmosférico forçado por campos observados de TSM globais.

8.3.2 RADIAÇÃO-NUVEM

O IPCC (2007) reporta que progressos substanciais têm sido obtidos na compreensão das diferenças entre modelos no que concerne à sensibilidade do sistema climático frente à forçante radiativa das nuvens. Atualmente, a média global da forçante radiativa devido às nuvens é negativa (elas exercem um efeito de resfriamento no clima). Em resposta ao aquecimento global, o efeito de resfriamento pode ser fortalecido ou enfraquecido e produzir uma retroalimentação radiativa variável no próprio aquecimento do clima. Estudos recentes mostram que diferenças nos processos de retroalimentação das nuvens permanecem como a principal fonte de incerteza na sensibilidade climática dos modelos de circulação geral (e.g., Dufresne e Bony, 2008). Zhang et al. (2010) observam que estas questões estão relacionadas com vários fatores: 1) o sinal de retroalimentação das nuvens é pequeno e a variabilidade temporal e espacial das nuvens são tipicamente muito maiores; 2) as nuvens são altamente interativas com a dinâmica da circulação atmosférica; 3) em um MCGA, as nuvens são simuladas com uma trama interativa de parametrizações da estrutura da subgrade, microfísica de nuvens, mistura turbulenta, convecção cúmulos, radiação e fluxos na superfície, os quais não são muito bem resolvidos pela grade do modelo. Pesquisas coordenadas no âmbito da retroalimentação das nuvens em mudanças climáticas estão sendo realizadas por iniciativas como o Cloud Feedback Model Intercomparison Project (CFMIP) (ver URL HTTP://cfmip. metoffice.com/index.html). O projeto de experimentos numéricos idealizados pelo CFMIP propõe o uso de simuladores de dados de satélite (i.e., algoritmos que geram um campo de radiância emergente bidimensional no topo da atmosfera a partir dos campos numéricos de coberturas de nuvens multicamadas geradas pelos modelos de circulação geral, que simula a visada que um satélite teria daquela distribuição tridimensional de nuvens) (Masunaga et al. 2010) e outros diagnósticos, para compreender melhor os mecanismos físicos associados às diferentes formas de retroalimentação das nuvens nos modelos climáticos. A parametrização da cobertura de nuvens nos MCGA atuais segue estratégias baseadas em métodos diagnósticos ou prognósticos. Métodos diagnósticos usam relações empíricas ou funções de distribuição de probabilidade das variáveis estudadas, definidas pelas condições da grande escala. Métodos prognósticos utilizam uma equação prognóstica para cobertura de nuvens que leva em conta processos de advecção, fontes e sumidouros (Jakob, 2001). Simulações efetuadas com a versão original do modelo MCGA CPTEC V1.0 mostraram desvios com relação às observações obtidas pelo *Earth Radiation Budget Experiment*. A causa dos desvios foi atribuída aos esquemas de parametrização de ondas curtas e de parametrização de nuvens (Cavalcanti *et al.*, 2002a). O uso de outros esquemas de radiação conseguiu aprimoramentos nos fluxos radiativos para céu claro e com nuvens, conservando erros cujas causas seriam as deficiências na simulação das nuvens (Barbosa *et al.*, 2008; Chagas e Barbosa, 2008).

Nos modelos numéricos, a propagação de radiação de onda curta e longa na atmosfera é descrita numa coluna dentro de uma célula de grade, considerando uma atmosfera representada por camadas horizontais dentro de cada coluna atmosférica. Os códigos radiativos associados a esses modelos necessitam de informação sobre gases e aerossóis em cada camada, além de propriedades microfísicas e macrofísicas das nuvens tais como raio efetivo de gotas e cristais, fração de fase líquida e sólida, coluna de água líquida/sólida associada, e fração de cobertura de nuvens na célula de grade. A propagação de radiação solar em cada camada é descrita por sistemas de equações de dois fluxos e a equação de propagação para radiação difusa descreve a radiação térmica. A partir das soluções gerais dessas equações, as irradiâncias que ingressam e emergem em cada camada podem ser obtidas por diversos algoritmos. Os resultados permitem avaliar a divergência vertical do fluxo radiativo e a taxa de aquecimento associada, assim como os saldos de radiação à superfície e a radiação emergente no topo da atmosfera. Assim, estudar as relações radiação/nuvem/clima implica considerar os modelos de propagação adequados e sua parametrização para diversos esquemas microfísicos e macrofísicos na atmosfera. Isto sugere a conveniência de estudos específicos que contemplem, por exemplo, os códigos radiativos adequados para propagação de radiação em gases, o efeito intra-grade e inter-grade da interação lateral entre nuvens, os efeitos de descrever a cobertura parcial como uma única "nuvem equivalente" plana, e os efeitos direto e indireto de aerossóis nas propriedades radiativas de nuvens e atmosfera.

No Brasil, tais estudos específicos não são numerosos. Por exemplo, em relação à radiação solar em atmosfera com aerossol de queimadas, Tarasova *et al.* (1999) publicaram diversas descrições da atenuação de radiação solar durante o experimento ABLE (*Amazon Boundary Layer Experiment*). Rotinas desenvolvidas na NASA (National Aeronautics and Space Administration) para estimativa de espessura óptica e outros parâmetros de aerossol a partir de imagens MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) foram implementadas pelo INPE (ver URL HTTP://satelite.cptec.inpe.br). Por um lado, os dados gerados sobre o território brasileiro podem ser utilizados como fonte de informação para estudos de impacto do aerossol em forçantes radiativas; por outro lado, o propósito inicial foi desenvolver estudos das características físicas do aerossol sobre o Brasil, que impliquem em mudanças dessas rotinas (Rosário *et al.*, 2011).

Em relação à acurácia das parametrizações que avaliam transmitância do vapor d'água para radiação solar (Plana-Fattori et al., 1997; Tarasova e Fomin, 2000) foram desenvolvidos códigos radiativos "exatos" parametrizando a integração de transmitâncias line-by-line sobre intervalos espectrais escolhidos. O código FLISS (Fast LIne-by-line satellite Signal Simulator; Fomin e Correa, 2005) é um exemplo com relevância potencial no aprimoramento de rotinas nos modelos de PNT e na simulação de radiância emergente na atmosfera (potencialmente importante em processos de assimilação de dados de satélites em modelos).

Algoritmos de estimativa de perfis de absorção da radiação solar em atmosfera multicamada também foram desenvolvidos. Um modelo estocástico de dois fluxos (Ceballos, 1989; Souza *et al.*, 2008) tem potencial de aprimoramento da eficiência de algoritmos utilizados nos modelos numéricos.

Pode-se citar como exemplos de aprimoramentos no MCGACPTEC : otrabalho de Chagas *et al*. (2004) que substituíram o cálculo de absortância do H2O vapor pelo algoritmo de Ramaswamy e Freidenreich (1992)

produzindo uma pequena redução no viés da irradiância média solar do modelo, e o trabalho de Tarasova et al. (2007) em que foi incluída a componente de onda curta do CLIRAD (Chou e Suarez, 1999) com funções de transmitância aprimoradas por Tarasova e Fomin (2000).

Em geral, os aprimoramentos testados nos códigos de radiação tiveram impacto positivo sobre os modelos. No entanto, a modelagem explícita da relação modelo de nuvem/ radiação/ impacto climático foi escassamente abordada nos estudos realizados pela comunidade brasileira, podendo-se citar estudos numéricos das propriedades óticas da cobertura de nuvens e a dinâmica de larga escala (Bottino e Nobre, 2013).

Estudos recentes mostraram que as simulações dos modelos diferem mais e são menos realísticas em regiões de subsidência, o que enfatiza a necessidade de aprimorar a representação e avaliação dos processos de nuvens nos modelos climáticos, especialmente aquelas da camada limite (IPCC, 2007, seção 8.6.3.2). Os processos de retroalimentação das nuvens baixas têm sido discutidos em termos do efeito de duas variáveis de nuvens primárias: a quantidade de nuvens e a espessura óptica das nuvens (Stephens, 2010). Sobre os oceanos, os estratocúmulos em regiões de intensa subsidência têm forte impacto no balanço radiativo. Por outro lado, a pequena espessura das nuvens estrato cúmulos as torna sensíveis a mecanismos de retroalimentação como os processos turbulentos da camada limite e resfriamento/aquecimento radiativo.

Alguns esquemas baseados na estrutura termodinâmica de grande escala foram elaborados para avaliar a cobertura das nuvens estratocúmulos nos MCGA (Slingo 1987; Klein e Hartmann, 1993; Wood e Bretherton, 2006). Esses esquemas apresentam sinais diferentes na retroalimentação das nuvens, afetando sensivelmente as previsões climáticas de um modelo acoplado.

8.3.3 BIOSFERA-ATMOSFERA

Um dos assuntos científicos de crescente interesse mundial trata das interconexões entre a biosfera terrestre e a atmosfera. Uma das manifestações mais claras das interações da atmosfera com a biosfera é a relação entre o padrão global da cobertura vegetal e o clima. O clima é o fator que mais influencia na determinação da distribuição de vegetação e suas características num contexto global (Prentice, 1990). A localização de diferentes biomas é ditada pelas características do clima e, portanto mudanças no clima afetam a distribuição geográfica da vegetação global. Por outro lado, mudanças na distribuição e na estrutura da vegetação por sua vez também influenciam o clima. As características físicas da vegetação e dos solos têm grande influência nas trocas de energia, água e momentum entre a superfície terrestre e a atmosfera. Mudanças na vegetação implicam em mudanças das propriedades físicas da superfície, incluindo o albedo superficial, a rugosidade da superfície, o índice de área foliar, a profundidade das raízes, e a disponibilidade de umidade do solo (Prentice et al., 1992).

Desde o final da década de 1980 diversos experimentos com modelos de circulação geral da atmosfera foram utilizados para avaliar os impactos dos desflorestamentos no clima global e regional (Nobre *et al.*, 1991; Shukla *et al.*, 1990; Werth e Avissar, 2002). Estudos de sensibilidade com modelos climáticos estabeleceram a importância das florestas tropicais em influenciar o clima da Terra. De forma geral, Foley et. al. (2003) afirmam que as alterações no uso e na cobertura do solo podem alterar os fluxos biofísicos em superfície de várias maneiras: alteração do albedo, ou alteração da rugosidade da superfície. Uma modificação do albedo em superfície acarreta uma modificação do balanço de energia e da temperatura em superfície. Este, em troca, afetaria como a superfície se resfria, pela mudança no balanço entre perda de calor sensível e perda de calor latente. Modificações na altura e a densidade da vegetação afetam a rugosidade da superfície, que por sua vez influencia na turbulência próxima ao chão. Superfícies mais rugosas misturam o ar com mais eficiência, melhorando o processo de resfriamento. Mudanças no albedo, na rugosidade da superfície, e na razão entre perda de calor sensível e calor latente podem afetar, então, os fluxos entre a superfície e a atmosfera e, como resultado, modificar o clima.

Em MCGA, a interação biosfera-atmosfera pode ser representada de duas formas: unidirecional (desacoplado), no qual a vegetação é mantida fixa e força a atmosfera durante a integração do modelo, ou bidirecional (acoplado), no qual a vegetação pode ser modificada de acordo com as condições climáticas simuladas durante a integração do modelo. Na interação biosfera-atmosfera unidirecional, realizam-se estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas. Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, procura-se determinar as situações de equilíbrio - instável ou estável - do sistema biosfera-atmosfera. Utiliza-se a interação unidirecional para estudos de sensibilidade do clima à mudança de biomas, ou seja, procura-se responder à seguinte questão: se a vegetação de certa região for alterada, por ação antrópica ou natural e essa alteração for mantida, quais seriam os impactos no clima? Na interação biosfera-atmosfera bidirecional, ou acoplada, procura-se estudar a existência de situações de equilíbrio, estável ou instável, e para isso é preciso que a vegetação seja dinâmica, ou seja, que os biomas possam ser modificados de acordo com as condições climáticas simuladas (Sampaio, 2008).

Um grande número de modelos de superfície hoje é empregado em MCGA, tais como o SiB (Simple Biosphere Model - Sellers et al., 1986), o SSiB (Simplified Simple Biosphere, Xue et al., 1991 - utilizado no MCGA CPTEC), o BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme – Dickinson et al., 1993), IBIS (Integrated Biosphere Simulator) (Foley et al., 1996; Kucharik et al., 2000), entre outros.

Os modelos numéricos do sistema climático terrestre devem considerar a atmosfera e a biosfera terrestres como um sistema acoplado com os processos biogeofísicos e biogeoquímicos que ocorrem numa certa escala de tempo. Na escala de tempo de curto prazo, isto é, segundos a horas, o sistema acoplado é dominado pelos rápidos processos biofísicos e biogeoquímicos que trocam energia, água, dióxido de carbono e momentum entre a atmosfera e a superfície terrestre. Na escala de tempo intermediária, isto é, dias a meses, os processos incluem mudanças na quantidade de umidade do solo, mudanças na alocação de carbono e fenologia da vegetação. Em escalas de tempo mais longas, isto é, estações, anos e décadas, podem ser fundamentais as mudanças na estrutura da vegetação causadas por distúrbios, mudanças no uso do solo, e interrupção no crescimento, entre outros. Para considerar todos os processos acoplados biosfera-atmosfera, é necessário que os modelos climáticos sejam capazes de simular fenômenos ecológicos intermediários e de longo prazo (Foley *et al.*, 2000).

Recentes estudos têm confirmado que alterações nos ecossistemas terrestres afetam o clima regional, ou até mesmo global (Costa e Foley, 2000; Werth e Avissar, 2002; Vodoire e Royer, 2004; Brankovic et al., 2006; Costa et al., 2007; Sampaio et al., 2007). Os efeitos do desmatamento no clima têm sido geralmente analisados através da utilização de um modelo climático global acoplado a um modelo biofísico de superfície que representa explicitamente as características da mudança de cobertura do solo (altura do dossel, densidade de folhas e profundidade de raiz, por exemplo) (Dorman e Sellers, 1989; Xue et al, 1991; Foley et al., 2003). De acordo com os resultados de muitos destes modelos, por exemplo: Dickinson and Henderson-Sellers, 1988; Nobre et al., 1991; Hahmann and Dickinson, 1997; Costa and Foley, 2000, Sampaio et al., 2007), os padrões de desmatamento em larga escala causam uma tendência a um aumento considerável de temperatura e um decréscimo de evapotranspiração, escoamento superficial e precipitação anual média. Já observações de mudanças climáticas sobre áreas desmatadas confirmam o aumento na temperatura e a diminuição da evapotranspiração, embora mudanças na precipitação tenham sido mais difíceis de detectar (Nobre e Borma, 2009).

O bioma brasileiro mais estudado é a floresta Amazônica, que abriga aproximadamente um quarto de todas as espécies existentes no mundo (Dirzo e Raven, 2003) e é responsável por 15% de toda a fotossíntese terrestre (Field *et al.*, 1998), configurando-se em um reservatório de carbono significativo. Com relação à precipitação da região, muito importante na definição dos padrões de vegetação, as conclusões mais comuns dentre os numerosos estudos de modelagem climática são que o desmatamento moderado e localizado aumenta a convecção e a precipitação, mas perdas de floresta em larga escala tendem a reduzir significativamente a precipitação (Avissar *et al.*, 2002, 2004, 2006; Moore *et al.*, 2007; Cohen *et al.*, 2007; Costa *et al.*, 2007; Sampaio *et al.*, 2007; Ramos da Silva *et al.*, 2008; Mei e Wang, 2009; Walker *et al.*, 2009). Esses estudos mostram que os mecanismos que levam à diminuição da precipitação envolvem: 1) o aumento do albedo da superfície (que reduz o saldo de radiação, resfriando a alta troposfera, provocando subsidência, que reduz a precipitação), 2) o aumento da Razão de Bowen

(ou diminuição da evapotranspiração, diminuindo o fornecimento de umidade à atmosfera), e 3) diminuição da rugosidade da superfície (que leva a uma diminuição do coeficiente de arraste aerodinâmico, o que contribui para uma diminuição na evapotranspiração e para um aumento do vento). As reduções na precipitação são mais pronunciadas nos meses de transição entre a estação seca e a chuvosa na floresta, levando a um prolongamento na duração da estação seca (Costa e Pires, 2010). Além do desmatamento da própria floresta, o desmatamento de regiões vizinhas à floresta, como o Cerrado, também contribui para uma estação seca mais longa (Costa e Pires, 2010).

Com o avanço dos modelos numéricos de mesoescala (ou modelos de área limitada) simulações climáticas de alta resolução foram realizadas para a Amazônia. Por exemplo, Gandu et al. (2004) realizaram um dos primeiros estudos usando um modelo de mesoescala (de 50 km de resolução) para avaliar o efeito do desmatamento completo na parte oriental da Amazônia. Os autores encontraram que a presença de orografia, proximidade da costa litorânea e distribuição de rios, alteravam os resultados encontrados anteriormente nas simulações de larga-escala, não se observando, em particular, redução da precipitação em toda a Amazônia. Posteriormente, Correia et al. (2007) utilizaram um modelo MCGA, acoplado a um modelo de transferência de energia com a superfície unidimensional (SiB) e analisaram o desmatamento completo da Amazônia em três cenários de ocupação da Amazônia, sendo um gerado a partir do projeto PROVEG (Sestini et al., 2002) do INPE, outro para o ano de 2033 (Soares-Filho et al., 2004) e um último para uma total conversão da floresta amazônica em pastagem. Em todos eles, a troca de vegetação (de floresta para pastagem) reduziu a rugosidade da superfície, intensificou o vento e aumentou a convergência de umidade. De certo modo, isto minimiza a redução da evapotranspiração, em função da menor capacidade de gramíneas/culturas baixas em extrair água do solo. Este resultado reduz o impacto dos resultados obtidos por Cox et al. (2004) para a morte da floresta Amazônia. As questões da extensão do período de seca e da possibilidade de fogo (natural e antrópico) também são investigadas em Correia et al. (2007). Ramos da Silva et al. (2008) também utilizaram um modelo atmosférico de mesoescala (20 km de resolução horizontal) para avaliar o impacto da ocupação da Amazônia nos elementos do balanço hídrico para a estação chuvosa. Dois cenários de crescimento socioeconômico e populacional que levam em conta os planos de construção e pavimentação de rodovias, melhoria de portos marítimos e fluviais, expansão do setor energético para os anos de 2030 e 2050 (Soares-Filho et al., 2004; Ramos da Silva et al., 2008), bem como um cenário de desmatamento total, foram estudados. Os resultados mostram que a precipitação decresce conforme a área desmatada é aumentada, porém existe uma grande variabilidade espacial. Em particular, os autores mostram uma diminuição da frequência de ocorrência (e da velocidade de propagação) de linhas de instabilidade que se formam na costa litorânea e induzem a chuva nas partes leste e central da Amazônia.

Saad et al. (2010) usaram o BRAMS (Brazilian contributions to the Regional Atmospheric Modeling System - Freitas et al., 2009c) para analisar o impacto de rodovias no clima local e de mesoescala, utilizando o caso da BR-163 (rodovia que liga Cuiabá a Santarém, cortando uma boa área intacta da Amazônia) e que está sendo pavimentada. Neste caso, houve uma extensa área de floresta tropical desmatada (na forma de linha) para a construção da rodovia. A formação de precipitação foi associada com a forma, área e posicionamento das estradas em relação ao vento predominante, sugerindo que a presença da estrada pode aumentar (ou reduzir) a precipitação local. A quantidade de água no solo também se mostrou importante em disparar os processos de convecção. Este tipo de estudo é importante, pois, com o desenvolvimento econômico, ocorre abertura de novas estradas. Atualmente, têm-se a pavimentação da BR-163 e a reconstrução da rodovia BR-369 (que liga Manaus a Porto Velho).

Betts e Silva Dias (2010) sintetizam o acoplamento dos processos de superfície e camada limite, baseados nos resultados de pesquisas anteriores na Amazônia (projetos ABRACOS e LBA). Claramente há uma ligação forte entre a quantidade de água no solo (proveniente da precipitação), a partição de energia na superfície (particularmente o fluxo de calor sensível), o aquecimento da atmosfera e a evolução da espessura da camada limite, a formação das nuvens (com a presença de aerossóis oriundos de queimadas) e a ocorrência da precipitação, fechando este ciclo (Figura 2 do artigo de Betts e Silva Dias, 2010). Estas inter-relações possuem diferentes escalas de tempo (diurna, sazonal e mesmo decenal) que precisam ser analisadas em qualquer modelo para simular o clima da Amazônia. As mudanças de uso do solo e o efeito que exercem no clima possuem o potencial de fazer com que partes da Amazônia atravessem os chamados pontos de desequilíbrio (*tipping points* – Lenton *et al.*, 2008). Estes pontos de desequilíbrio do sistema clima-vegetação se referem, em termos quantitativos, à probabilidade de um elemento do sistema terrestre cruzar um limite crítico, que poderia fazer com que o mesmo salte para outro estado de equilíbrio estável. Estudos durante a última década (Sternberg, 2001; Higgins *et al.*, 2002; Oyama e Nobre, 2003; Salazar e Nobre, 2010) fornecem evidências teóricas da existência de estados de equilíbrio alternativos entre o clima e a vegetação da floresta em geral, e em particular na região de transição entre a floresta e o Cerrado. Oyama e Nobre (2003) sugerem que o sistema acoplado clima-biosfera na Amazônia tem dois estados de equilíbrio estáveis: um é obviamente o estado presente de clima e vegetação, com a floresta tropical cobrindo a maior parte da bacia Amazônica; o segundo estado de equilíbrio estável estaria associado a uma savana tropical cobrindo parte da bacia (ou outro tipo de vegetação adaptado à seca e ao fogo), com baixa precipitação durante a estação seca. A probabilidade de transpor o ponto de desequilíbrio do sistema clima-vegetação pode ser causada pelo desmatamento, podendo ainda ser intensificada pelas mudanças climáticas causadas pela modificação da composição atmosférica.

Scheffer et al. (2001) fazem uma revisão sobre a existência de múltiplos estados de equilíbrio em ecossistemas, como em lagos, corais, regiões com arvoredos, desertos e oceanos. Por exemplo, analisa-se uma região que passou por um processo de desertificação antrópica e, por isso, teve redução de precipitação. Essa redução poderia impedir o desenvolvimento da vegetação, o que sustentaria o deserto. Quando há a perda de vegetação, há aumento do escoamento superficial e a água entra no solo rapidamente desaparecendo e indo para camadas profundas às quais as plantas não tem acesso. Portanto, o novo clima não procuraria restituir o bioma original da região, ou seja, haveria uma irreversibilidade climática ao processo de desertificação, o que seria claramente catastrófico para a região. Na verdade, passou-se de um estado de equilíbrio para outro, mais seco.

Os modelos globais de vegetação dinâmica consideram a cobertura vegetal como sendo uma fronteira superficial interativa, a qual pode mudar em resposta às mudanças no clima. Tais modelos permitem projetar respostas transientes dos ecossistemas terrestres, sob condições de mudanças climáticas abruptas, e são capazes de representar processos que contribuem para a dinâmica da estrutura e da composição da vegetação de uma forma mais detalhada, e por isso com um maior número de variáveis e parametrizações de processos eco-fisiológicos e eco-climáticos, envolvendo maior complexidade (p.ex., modelo IBIS – Foley *et al.*, 1996; modelo LPJ – Haxeltine e Prentice, 1996). Esforços têm sido feitos para melhorar os parâmetros destes modelos para a América do Sul, por exemplo, para a região Amazônica com o modelo IBIS, mas ainda restam deficiências de ajuste para outros biomas tropicais da América do Sul.

Os ecossistemas terrestres também afetam o clima alterando a concentração atmosférica de CO_2 através da fotossíntese e da respiração. Dessa forma, mudanças no ciclo do carbono terrestre afetam diretamente a atmosfera. Por exemplo, a floresta Amazônica intacta assimila aproximadamente 0,6 Pg-C ano⁻¹ (Baker et al., 2004). A simples remoção desta floresta (desconsiderando os gases emitidos durante a queima ou preparo de áreas) implicaria em uma menor quantidade de carbono sendo removido da atmosfera, causando efeitos no clima. Essas alterações no armazenamento de carbono terrestre podem afetar ainda mais o montante de CO_2 presente na atmosfera, intensificando o efeito estufa.

Os ecossistemas podem resistir às intensas mudanças do clima e de uso do solo se o efeito de fertilização do CO₂ – cuja concentração atmosférica aumentou drasticamente desde a Revolução Industrial – se confirmar. Neste caso, a eficiência do uso da luz e da água aumentaria na maioria das plantas, o que estimula a fotossíntese líquida (Polley *et al.*, 1993; Field *et al.*, 1995; Curtis, 1996; Sellers *et al.*, 1996) e poderia modificar a composição e estrutura dos ecossistemas (Betts *et al.*, 1997). Porém, este efeito pode ser compensado por aumentos contínuos da temperatura, alterações na sazonalidade da precipitação e incêndios florestais (Nobre e Borma, 2009; Cardoso *et al.*, 2009). É válido lembrar que essas alterações na vegetação, por sua vez, tendem a exercer influência sobre o clima, o que acarretaria em um processo de retroalimentação. Enfim, os próximos anos representam uma oportunidade única de manter a resiliência e a biodiversidade dos ecossistemas brasileiros, frente à ameaça crescente das mudanças climáticas e da devastação humana. Dessa forma, a perspectiva das mudanças climáticas causadas pela modificação antrópica da composição atmosférica não deve ser considerada de forma isolada. Deve-se considerar também o fato de que a atmosfera é afetada pelos ecossistemas terrestres, e as retroalimentações que exercem no clima podem intensificar os efeitos do aquecimento global.

8.4 SIMULAÇÕES DE FENÔMENOS METEOROLÓGICOS

Nesta seção são apresentados os desempenhos dos diferentes modelos, atmosféricos, acoplados oceano-atmosfera e regionais na simulação de fenômenos meteorológicos que mais afetam a América do Sul.

8.4.1. ENOS

Os padrões de variabilidade sazonal a interanual são bem simulados pelo MCGA do CPTEC forçado com campos observados de TSM globais. Alguns desses padrões são associados à variabilidade da Temperatura da Superfície do Mar (TSM), campo que é introduzido como condição de contorno para as integrações. Assim, o Índice de Oscilação Sul, associado ao padrão ENOS, é bem simulado pelo MCGA do CPTEC como mostrado em Cavalcanti et al. (2002a). A variabilidade interanual das anomalias de precipitação simuladas na região Nordeste são comparáveis às observações (Marengo et al., 2003) e quando o sinal de ENOS é forte, ou seja, quando as anomalias de TSM são intensas no Oceano Pacífico Equatorial, as anomalias de precipitação simuladas sobre a Região Sul do Brasil correspondem às observações. O modelo reproduz o padrão observado de anomalias de precipitação sobre a América do Sul associado ao ENOS, com excesso de precipitação no Sul do Brasil e déficit no Nordeste (Cavalcanti e Marengo 2005), sendo que este depende do tipo de ENOS, conforme analisado em Rodrigues et al (2011) e mencionado no capítulo 2. Experimentos com o MCGA CPTEC realizados para analisar o impacto da TSM do Pacifico na precipitação sobre a América do Sul mostraram as características dinâmicas associadas com os campos de TSM e precipitação (Coelho et al, 2002; Pezzi e Cavalcanti, 2002), através das anomalias na célula de Walker, com movimento subsidente sobre a América do Sul tropical nos casos de El Niño.

Grimm e Natori (2006) utilizaram o modelo ECHAM5-OM e por meio de análise de componentes principais relacionaram a variabilidade interanual da precipitação no verão sobre a América do Sul com a SST. No clima presente os primeiros modos representaram bem a precipitação observada embora o modelo tenha subestimado o número de eventos ENOS principalmente no verão. A subestimativa no número de eventos ENSO no clima presente também foi identificada no modelo HadCM3 por Chou et al (2012). Para avaliar a capacidade do modelo regional Eta em reproduzir as anomalias de precipitação e temperatura na América do Sul associadas aos fenômenos *El Niño* e *La Niña* no clima presente, no período de 1961-1990, Chou et al. (2012) aplicaram o critério de Trenberth (1997) baseado nas anomalias de temperaturas da superfície do mar na região Niño 3.4 geradas pelo modelo acoplado HadCM3 para contabilizar os eventos. Os autores encontraram que o modelo HadCM3 subestima a frequência de ocorrência tanto dos eventos *El Niño* quanto dos eventos de *La Niña*. As anomalias de precipitação e de temperatura reproduzidas pela média do ensemble de quatro membros do modelo regional apresentaram padrões típicos de eventos de *El Niño* e *La Niña*, mas com ligeiro deslocamento para o norte na posição das anomalias. Os quatro membros gerados pelo Modelo Eta foram produzidos forçando as condições laterais por quatro membros do Modelo HadCM3 perturbados em parâmetros da sua física.

8.4.2 ZONAS DE CONVERGÊNCIA INTERTROPICAL E DO ATLÂNTICO SUL

A ZCIT constitui o principal mecanismo modulador da estação chuvosa sobre o semiárido do Nordeste do Brasil, tendo sido extensivamente estudada na literatura (e.g. Folland *et al.* 2001; Harzallah et al. 1996; Hastenrath and Greischar 1993; Mechoso et al. 1990; Moura and Shukla 1981; Nobre and Shukla 1996; Rao et al. 1999; Wainer and Soares 1997; Ward et al. 1988), sendo de fundamental importância na determinação da variabilidade interanual da estação chuvosa sobre o Nordeste do Brasil. O deslocamento sazonal da ZCIT do Atlântico em simulações climáticas com o MCGA do CPTEC reproduz bem ao observado, como visto em Souza (2008). O deslocamento da ZCIT ao norte ou ao sul do equador nos resultados do modelo é consistente com os campos de confluência em baixos níveis e anomalias da TSM. Já a migração sazonal da ZCIT é raramente capturada em modelos acoplados oceano-atmosfera, que a posicionam anomalamente ao sul do equador, resultado de erros sistemáticos crônicos da simulação das TSM sobre o Atlântico Equatorial por modelos acoplados oceano-atmosfera globais (Richter and Xie 2008).

Os mais recentes avanços implementados no Modelo Brasileiro do Sistema Climático (BESM), documentados em Bottino e Nobre (2013), resultaram numa melhora substantiva do modelo acoplado em representar a convecção atmosférica e precipitação sobre a Amazônia e Atlântico tropical, reduzindo os erros sistemáticos da representação dos campos de TSM sobre o Atlântico Tropical, com notável impacto na representação da migração sazonal da ZCIT, como mostrado na Figura 8.1.



Figura 8.1. Série temporal da componente meridional do vento a 10 m, indicativo da migração meridional da ZCIT na latitude 5N, média para as longitudes 28-32W para as simulações do BESM-OA2.3 (Nobre *et al* (2013) - vermelho), BESM-OA2.3.1 (Bottino e Nobre (2013) - azul) e Reanálise Era Interim (preto). Fonte: Bottino e Nobre (2013).

Um dos mais importantes componentes do Sistema de Monção na América do Sul durante o verão, no Hemisfério Sul, é a formação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). O interesse pelo estudo das ZCAS cresceu nos últimos anos devido à sua importância na distribuição de precipitação sobre a América do Sul. O período médio de permanência desta zona de convergência é de cinco a dez dias e contribuindo, desta forma, com grande precipitação ou de radiação de onda longa emergente observado entre o sudeste e sul da América do Sul é representado pelo MCGA CPTEC na escala de tempo interanual e intrasazonal (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunninghamm, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009; Meira e Cavalcanti, 2010). Análises de anomalias de radiação de onda longa emergente nos resultados do MCGA, na banda intrasazonal indicaram que as características dos campos climatológicos e de variância foram semelhantes às observadas, porém com intensidades diferentes (Meira e Cavalcanti, 2010). Entretanto, o padrão típico da Oscilação de Madden e Julian identificado nas observações na região da Indonésia não é reproduzido.

Os aspectos dinâmicos da gênesis da ZCAS foram abordados por vários estudos (Figueroa et al. 1995; Gandu and Dias 1998; Grimm and Dias 1995; Kodama et al. 2012; Silva Dias et al. 1983) e apontam para o papel da distribuição vertical do aquecimento diabático associado à precipitação sobre a porção tropical da América do Sul como fator de ancoragem e formação da ZCAS.

A variabilidade sazonal de precipitação sobre a América do Sul é bem representada por Modelos Globais Atmosféricos e acoplados, principalmente as grandes diferenças entre verão e inverno. Contudo, a intensidade ou configuração do campo de precipitação do verão não é bem representada por alguns modelos. Vera et al. (2006) e Vera e Silvestri (2009) analisaram sete modelos do WCRP-CMIP3 para o século XX e mostraram que alguns modelos representam a variabilidade da precipitação, indicada pelo

desvio padrão e um máximo de chuva associado à ZCAS nos períodos de janeiro a marco e de outubro a dezembro, mas com diferentes intensidades comparando com as observações. Em Seth et al. (2010) a média de nove modelos do WRCP-CMIP3, para o século XX, nas estações de setembro-outubro-novembro e dezembro-janeiro-fevereirotambém se comparou razoavelmente bem com as observações, embora algumas características específicas como a intensidade e posição da ZCIT e extensão da ZCAS sobre o oceano não foram apropriadamente representadas. Outras comparações de resultados dos modelos CMIP3 com observações, por exemplo como em Bombardi e Carvalho (2008), mostram que alguns modelos usados no IPCC AR4 (IPCC, 2007) capturam as principais características do Sistema de Monção da América do Sul, como a banda NW-SE da Amazônia para sudeste, representando as ocorrências da ZCAS e também a ZCIT. Entretanto, as intensidades e posições das precipitações máximas não são bem representadas. O ciclo anual da precipitação tem uma boa representação no sul da Amazônia e Brasil central pela maioria dos modelos, mas em outras áreas o ciclo não é bem simulado. A duração da estação chuvosa é superestimada sobre o oeste da América do Sul e subestimada sobre o Brasil central nos modelos CMIP3, segundo Bombardi e Carvalho (2008). Usando o modelo global atmosférico com alta resolução MRI e TSM de resultados do CMIP3, Kitoh et al. (2011) indicaram uma melhor representação do campo de precipitação sobre a América do Sul do que a obtida com mais baixa resolução. Valverde e Marengo (2010) avaliaram cinco modelos do IPCC AR4 sobre a América do Sul: MIROC, HadCM3, GFDL, GISS e CCCMA, e notaram que em geral os modelos tiveram dificuldade em configurar a ZCAS se estendendo da Amazônia até o Sudeste do Brasil e que todos subestimam a precipitação sobre a Amazônia em proporções maiores ou menores. O modelo HadCM3 simulou melhor o padrão da banda da ZCAS, entretanto com máximo de chuvas sobre Goiás e a região Sudeste.

No Brasil, gênesis e comportamento da ZCAS têm sido estudados através do uso de modelos acoplados oceano-atmosfera, indicando de forma pioneira a importância do acoplamento oceano-atmosfera para a ocorrência da ZCAS (Chaves e Nobre, 2004; De Almeida *et al.*, 2007, Nobre *et al.*, 2012). O processo de formação da ZCAS descrito nesses estudos evidencia a natureza acoplada oceano-atmosfera do fenômeno ZCAS, onde as anomalias de TSM resultam da modulação da radiação solar pela presença/ ausência de nebulosidade causada pela ZCAS. Assim, diversamente do que ocorre com a ZCIT do Atlântico e Pacífico, as quais são moduladas pelos gradientes meridionais de TSM, a ZCAS modula as anomalias de TSM sobre o Atlântico Tropical.

Pilotto et al. (2012) aninharam o Modelo Eta ao modelo global do CPTEC e ao modelo global acoplado oceano-atmosfera do CPTEC e produziram previsões de três membros para a região do Atlântico entre América do Sul e África para a estação dezembro-janeiro-fevereiro para o período de 10 anos. Seus resultados mostraram que o aninhamento produziu melhor distribuição espacial da precipitação associada à ZCIT e à ZCAS, com os melhores resultados gerados com o aninhamento no modelo acoplado oceano-atmosfera global.

A partir de uma integração contínua do Modelo Climático Regional Eta forçado pelo modelo HadAM3Ppara o período de 1961-1970, Pesquero et al. (2009) encontraram a frequência simulada de ZCAS de aproximadamente 1,7 por mês na América do Sul, baseado na metodologia de detecção usado por Gan et al. (2004). Comparando a frequência detectada a partir de reanálises ERA-40 para duas estações chuvosas consecutivas, os autores encontraram valores observados em cerca de 1,5 eventos de ZCAS por mês, o que mostra boa concordância da simulação com os dados de reanálises. Os fluxos de umidade durante períodos de ZCAS ativo também se apresentaram comparáveis com os valores estimados por reanálises.

8.4.3 CICLONES EXTRATROPICAIS

Matos et al. (2011) avaliaram a representação dos ciclones extratropicais no membro controle das simulações do Eta forçado pelo HadCM3 (Chou et al., 2012). Eles aplicaram o esquema CYCLOC (Murray e Simmonds, 1991) de detecção de centros de pressão atmosférico nas reanálises do NCEP (Kalnay et al., 1996) e nas simulações do Eta-HadCM3 no clima presente, de 1961-1990. Os resultados mostraram que a trajetória dos ciclones, predominante para leste, foi bem simulada pelo Eta.

Enquanto as simulações sugerem corretamente uma pequena tendência de redução de ocorrência ciclones nas altas latitudes, as simulações não capturaram a tendência de aumento na frequência de ciclones nas baixas latitudes observadas nas reanálises do NCEP para o mesmo período de 1961-1990.

Reboita *et al.* (2010) apresentaram uma climatologia detalhada de ciclones no Oceano Atlântico Sul para o período de 1990 a 1999 em simulações do modelo regional RegCM3 que utilizaram as condições iniciais e de contorno da reanálise do NCEP. Inicialmente validou-se a climatologia simulada pelo RegCM3 que, de forma geral, mostrou padrão espacial sazonal das variáveis similar às análises, porém com diferenças em intensidade. Neste estudo, os autores identificaram os ciclones utilizando um esquema automático que identifica mínimos de vorticidade relativa no campo de vento a 10 m. Assim, os sistemas com vorticidade relativa -1.5 [] x 10⁻⁵ s⁻¹ e com tempo de duração maior que 24 horas foram considerados na climatologia. Nos 10 anos analisados, os autores detectaram 2760 (dados do NCEP) e 2787 (simulações do modelo regional) ciclogênesis, com média anual de 276,0 11,2 [] e 278,7 11,1 [] no Oceano Atlântico Sul. Assim, sugerindo que o modelo regional possui uma boa destreza na simulação da climatologia da ciclogênese. Porém, o estudo mostrou uma grande subestimação nos valores da vorticidade ciclônica relativa simulados pelo modelo (-9,8%) no inicio dos sistemas e foi observado que sobre o Oceano Atlântico Sul, o ciclo anual da ciclogênesis é dependente da intensidade inicial. Já os sistemas mais intensos têm uma boa caracterização da alta frequência da ciclogênesis que ocorre durante o inverno tanto nos dados do NCEP quanto nas simulações do modelo regional.

Na escala temporal de processos que ocorrem na escala diária em simulações climáticas, o modelo MCGA CPTEC representa bem os campos associados a sistemas frontais (Cavalcanti e Coura Silva, 2003), sendo que o número de frentes frias sobre a região sudeste do Brasil é maior no outono e primavera nos resultados do MCGA CPTEC, diferente do observado quando o maior número ocorre no inverno.

8.4.4 MODO ANULAR DO HEMISFÉRIO SUL

O modo anular do Hemisfério Sul ou Oscilação Antártica, o qual é o modo de variabilidade interanual dominante no Hemisfério Sul também é reproduzido pelo MCGA CPTEC. Outro modo de variabilidade que ocorre na escala interanual e intrasazonal e que afeta a América do Sul é o padrão Pacifico-América do Sul, o qual é bem simulado pelo MCGA CPTEC (Cavalcanti e Castro, 2003; Cavalcanti e Cunningham, 2006; Cavalcanti e Vasconcellos, 2009). As características atmosféricas associadas à ZCAS em casos extremos de precipitação no Sudeste, como o padrão Pacífico-América do Sul e o modo anular do Hemisfério Sul, obtidas em análises observacionais (Vasconcellos e Cavalcanti, 2010), foram reproduzidas nas análises de casos extremos selecionados em resultados de simulação climática com o MCGA CPTEC (Cavalcanti e Vasconcellos, 2009).

8.4.5 JATO DE BAIXOS NÍVEIS

Em simulação produzida por Da Rocha *et al.* (2009) utilizando o RegCM3, o jato de baixos níveis (JBN) a leste dos Andes se posicionou corretamente com relação às reanálises do NCEP na média de 17 verões, apesar de ter subestimado a magnitude do núcleo do jato.

Soares e Marengo (2008) utilizaram o modelo regional HadRM3P com as condições de contorno dos modelos globais HadCM3 e HadAM3P, ambos do *Hadley Centre*, e dados de reanálises do NCEP com o propósito de avaliar os fluxos de umidade e o Jato de Baixos Níveis da América do Sul em dois períodos. O primeiro pode ser entendido como o clima atual e abrange o período de 1980 a 1989. O segundo abrange o período de 2080 a 2089 e projeta um possível clima de aquecimento global a partir do cenário de altas emissões de gases de efeito estufa SRES A2 do *IPCC*. A detecção dos eventos de JBN foi baseada no critério 1 de Bonner (Bonner, 1968) modificado por Saulo et al. (2000). Na situação do clima atual, foram detectados 28 casos de JBN durante DJF, 18 para MAM, 5 para JJA e 9 para

SON com um total de 60 jatos desde 1980 a 1989 nas reanálises do NCEP. Enquanto que para o HadRM3P, 169 jatos foram detectados durante o mesmo período. O resultado sugere que o modelo regional tende a superestimar o número de eventos de jatos no clima atual em relação às reanálises, entretanto, há que se considerar a baixa resolução dos dados da reanálise.

8.5 ALGUNS IMPACTOS

8.5.1 POLUIÇÃO ATMOSFÉRICA

As áreas urbanas desempenham um papel importante na emissão de poluentes atmosféricos, incluindo gases de efeito estufa (GEE). Conforme destacado por Freitas (2008), a representação da estrutura física das cidades e a inclusão de todos os produtos gerados pelas mesmas, tais como calor, umidade e poluentes, constitui um dos maiores desafios para a modelagem numérica na atualidade. Neste sentido, trabalhos importantes vêm sendo realizados no Brasil em diversas instituições de ensino e pesquisa, com maior destaque para o CPTEC-INPE, IAG-USP e UTFPR. Os trabalhos realizados nestas instituições podem ser divididos em duas linhas principais: 1) aplicação de modelos de qualidade do ar já existentes, como o CIT (*Caltech Institute of Technology, McRae et al.,* 1982, 1992) e o WRF/Chem (Weather Research and Forecasting/Chemistry; Grell et al., 2005); 2) desenvolvimento de novos módulos ou parametrizações para estudos de qualidade do ar dentro dos modelos de mesoescala, basicamente, o modelo BRAMS. Nesta última abordagem, destaca-se o desenvolvimento do módulo CATT (Coupled Aerosol and Tracer Transport model)-BRAMS (Freitas et al., 2005b; Freitas et al., 2009c; Longo et al., 2010) e do módulo SPM (Simple Photochemical Model) -BRAMS (Freitas et al., 2005a).

Estudos de modelagem da qualidade do ar sobre as regiões urbanas de São Paulo e do Rio de Janeiro têm revelado aspectos importantes relativos à composição dos combustíveis, das circulações atmosféricas e o impacto desses sobre a qualidade do ar. Martins e Andrade (2008a) mostraram, através do uso do modelo CIT, a importância dos compostos orgânicos voláteis (VOC) sobre a formação do ozônio na RMSP (região metropolitana de São Paulo), sendo os compostos como aromáticos, olefinas, eteno e formaldeído, os mais importantes para a formação deste poluente. Utilizando o mesmo modelo, Martins e Andrade (2008b) estudaram o impacto do uso do etanol e da gasolina (contendo cerca de 22% de etanol) sobre a formação do ozônio à superfície e concluíram que o uso do etanol pode contribuir para uma melhoria na qualidade do ar na RMSP. Além dos estudos sobre a importância do tipo de combustível para a qualidade do ar, alguns estudos têm destacado a importância das circulações atmosféricas sobre as concentrações de poluentes e identificando algumas condições críticas para a dispersão. Balbino (2008) mostrou, através do uso do modelo SPM-BRAMS, que as circulações atmosféricas observadas sobre a RMSP podem contribuir para a recirculação de poluentes e alterar significativamente a gualidade do ar, em particular, durante o período noturno. Em suas análises, foi observado que picos noturnos de ozônio podem ser observados próximos à superfície em virtude do transporte vertical deste poluente, o qual é trazido de níveis mais altos da atmosfera e de outras regiões para os baixos níveis da atmosfera urbana. Tais picos noturnos são freguentemente observados através das medidas realizadas pela CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental) em sua rede operacional. Resultados semelhantes foram obtidos em Freitas et al. (2005a), Carvalho (2010) e Itimura (2010). Mazzoli et al. (2008) fizeram uma comparação entre os modelos CIT, WRF/Chem e SPM-BRAMS para a representação das concentrações de ozônio em superfície na RMSP. Embora todos os modelos fornecessem uma boa representação das concentrações de ozônio observadas, o módulo SPM-BRAMS apresentou resultados ligeiramente melhores. Tal resultado motivou a utilização deste modelo em estudos de qualidade do ar em outras regiões, como o Rio de Janeiro (Carvalho et al., 2009; Carvalho, 2010) e Campinas (Freitas, 2009). Carvalho et al. (2009) aplicaram o modelo SPM-BRAMS para avaliar o impacto das emissões industriais sobre a qualidade do ar na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ). Embora as emissões industriais na RMRJ representem apenas 23% das emissões totais de poluentes na região, foi observado que estas emissões podem contribuir para concentrações de ozônio acima dos padrões nacionais de qualidade ar (160 μ g m⁻³). Carvalho (2010) usou o mesmo modelo, considerando uma melhor representação das emissões

veiculares, para simular episódios significativos de concentrações de ozônio, comparando as concentrações simuladas com as medidas realizadas nas estações de monitoramento da qualidade do ar operadas pela FEEMA (atual INEA – Instituto Estadual do Ambiente). Considerando os resultados obtidos para a RMRJ, a autora indica a necessidade de expansão da rede de monitoramento da qualidade do ar, principalmente, focando como áreas prioritárias a região litorânea da Bacia Aérea I, os municípios localizados ao norte da Baía de Guanabara, como Magé e Guapimirim, além de parte da região serrana, localizada a noroeste da RMRJ. Nessas áreas, que ainda não possuem estações de monitoramento, foram estimados, através da modelagem, valores de concentração de ozônio acima dos PNQA estabelecidos para o Brasil.

Vendrasco et al. (2005) exploram o efeito das queimadas de cana no Estado de São Paulo na formação de ozônio troposférico. Esses estudos indicam que a concentração de ozônio na baixa atmosfera é altamente dependente do horário da queimada e que picos na concentração de ozônio podem ocorrer à longa distância (centenas de km) do local de emissão dos gases precursores do ozônio em queimadas de cana.

8.5.2 ILHAS DE CALOR

Talvez uma das mais nítidas e significativas alterações impostas pelo homem ao ambiente seja o processo de urbanização. Ligados a esse processo, um grande número efeitos sobre padrões atmosféricos têm sido identificados em diferentes escalas de tempo e espaço. Um dos mais conhecidos é o estabelecimento das ilhas de calor urbanas (Lombardo, 1984; Freitas, 2003; Freitas e Silva Dias 2005; Freitas et *al.*, 2007). Ilhas de calor são definidas através dos gradientes de temperatura observados entre os centros urbanos e as áreas rurais adjacentes.

O estabelecimento de ilhas de calor altera significativamente os padrões de circulação atmosférica em mesoescala, criando zonas de convergência e divergência de massa nas regiões de influência da área urbanizada. Embora existam algumas associações com padrões de convergência no centro urbano e de divergência nas áreas adjacentes, conforme mostrado em Freitas (2003), a configuração dessas zonas é bem mais complexa, podendo existir pequenas zonas de convergência/divergência alternadas em diversos pontos da área urbanizada. Tal configuração é determinante para diversos processos ligados à condição do tempo (Freitas et al., 2009a) e de dispersão de poluentes (Freitas, 2003; Freitas et al., 2005a; Balbino, 2008, Itimura, 2010, Carvalho, 2010). Por exemplo, Freitas et al. (2009a) mostraram que eventos de tempestade severa são fortemente determinados pelo aquecimento gerado nas cidades, em combinação com a chegada de massas de ar instáveis sobre alguns pontos das áreas urbanizadas. Em alguns desses pontos na Região Metropolitana de São Paulo, essas condições contribuem para um maior levantamento de massas de ar úmidas, contribuindo para o desenvolvimento de super-células. Resultados semelhantes foram obtidos por Hallak (2007) que, além dos aspectos citados anteriormente, também destacou a importância da topografia na formação de eventos de tempo severo. Freitas et al. (2007) mostraram também que a interação entre as circulações geradas pela ilha de calor e a circulação de brisa marítima produzem correntes ascendentes mais intensas na região de contato entre as duas circulações, mesmo em períodos de menor instabilidade atmosférica, tendo esta interação um impacto maior sobre processos ligados à dispersão de poluentes.

Conforme enfatizado em Freitas (2003), vários fatores podem contribuir para o surgimento e desenvolvimento de ilhas de calor urbanas, tais como a concentração relativamente alta de fontes de calor nas cidades, as propriedades térmicas dos materiais das construções urbanas, as quais facilitam a condução de calor, a menor perda de calor durante a noite, por radiação infravermelha para a atmosfera e para o espaço, a qual é parcialmente compensada nas cidades pela liberação de calor das fontes antrópicas, tais como veículos, indústrias e construções em geral, metabolismo humano, entre outros. Ferreira *et al.* (2011) apresentam valores para esta contribuição antrópica na cidade de São Paulo, indicando que durante o verão esta pode atingir cerca de 9% da radiação líquida e que durante o inverno esta contribuição é de cerca de 15%. Freitas e Silva Dias (2003) sugerem que a contribuição das fontes antrópicas

de calor pode gerar diferenças de temperatura entre 1 e 4 °C, dependendo da hora do dia e período do ano. Obviamente, quanto maior e mais desenvolvida for a área urbana considerada, maior será a contribuição desses fatores para o aquecimento da atmosfera, podendo este ter impactos desde a micro até a grande escala.

Cidades com população superior a 10 milhões de habitantes, definidas pela Organização das Nações Unidas como Megacidades, apresentam uma grande demanda por alimentos, água, combustíveis e energia, sendo também as maiores contribuintes para o aquecimento anômalo observados em ilhas de calor. Segundo esta classificação, teríamos as cidades de São Paulo e do Rio de Janeiro como as maiores candidatas às ilhas de calor no Brasil. Entretanto, cidades um pouco menores, como Campinas, São José dos Campos, Curitiba, Porto Alegre, entre outras, podem contribuir de maneira significativa para o aquecimento da atmosfera. Por exemplo, Freitas (2009) mostrou, através do uso do modelo BRAMS, com a ativação de parametrização específica para o tratamento de áreas urbanas (o esquema *Town Energy Budget* – TEB, proposto por Masson, 2000), que o município de Campinas – SP, com uma população de cerca de 1 milhão de habitantes, também apresenta condições para a formação de uma ilha de calor urbana, sendo as diferenças de temperatura observadas na cidade com relação ao entorno da ordem de 3 graus, valor este um pouco menor do que aquele obtido para a Região Metropolitana de São Paulo, através de metodologia semelhante com o mesmo modelo (Freitas, 2003; Freitas e Silva Dias, 2005).

Vários trabalhos têm sido dedicados à modelagem da estrutura urbana e de outros aspectos ligados às ilhas de calor no Brasil, principalmente sobre a RMSP. Como exemplo, Marciotto et al. (2010) mostraram, através de modelagem numérica, que, durante o dia, construções mais altas podem levar a uma diminuição na temperatura do ar entre os prédios e, durante a noite, se gera um aquecimento devido às múltiplas reflexões de radiação de onda longa emitida dentro do cânion quando se tem valores de razão geométrica (altura x largura das construções, h L⁻¹) menores que 4. Neste mesmo período e quando a razão geométrica é maior que 4, observa-se um resfriamento do ar, porém, de menor intensidade do que o registrado durante o dia. Desses resultados fica claro que não só a extensão da área urbana é um aspecto importante, mas que a estrutura e o tipo de construção são determinantes para a formação e desenvolvimento de ilhas de calor. Outro fator importante, observado em boa parte das cidades brasileiras, é a pequena quantidade de vegetação no interior das áreas urbanas. Gouvêa (2007) constatou, através do uso de imagens de satélite, que a fração vegetada sobre a área urbanizada da RMSP é inferior a 20%.

Conforme ilustrado no trabalho de Gouvêa (2007) e em Marciotto (2008), a vegetação desempenha papel importante na diminuição da temperatura do ar. Por exemplo, Gouvêa (2007) mostrou, através do uso do modelo BRAMS, com a ativação do esquema TEB, que um aumento para 25% na fração vegetada na área urbanizada da RMSP contribuiria para uma redução de temperatura da ordem de 2,5 °C, o que poderia reduzir o efeito de ilha de calor.

8.5.3 AUMENTO DO NÍVEL MÉDIO DO MAR

A simulação das variações de longo período do nível do mar representa uma notável ausência de trabalhos de simulação numérica no Brasil. A representação do nível do mar em modelos numéricos de circulação oceânica de larga escala vem sendo explorada mundialmente [Bindoff et al, 2007]. A disponibilidade de duas décadas de informações altimétricas permite identificar padrões médios de comportamento assim como estimar tendências da altura da superfície do mar para todos os oceanos, as quais possuem grande correspondência com dados de marégrafos ao redor do globo.

A configuração espacial da elevação da superfície do mar nas bacias oceânicas está diretamente relacionada à estrutura tridimensional do campo de massa do oceano e, sendo assim, possui importantes informações sobre os processos oceânicos subsuperficiais relacionados ao conteúdo armazenado de calor. Além disso, o campo de vento em larga escala sobre a superfície oceânica também é determinante para a configuração espacial do nível do mar, cujas inclinações têm relação direta com as correntes geostróficas.

Esforços de modelagem numérica do nível médio do mar em escala global e no Atlântico Sul vêm sendo desenvolvidos na última década. De modo geral, os resultados mostram-se compatíveis com as observações, sendo notados interessantes padrões espaciais que merecem atenção.

A configuração global apresenta evidentes desníveis da superfície marinha, com dominância de valores elevados no Pacífico e no Índico, enquanto menores valores de elevação são encontrados no Atlântico Norte, no Mediterrâneo e em todo o cinturão das altas latitudes do Hemisfério Sul. Apesar de ínfimos em relação à inclinação real, estes desníveis da superfície do mar estão associados com a circulação geral dos oceanos, com marcada presença dos giros subtropicais e subpolares, o complicado sistema de correntes equatoriais e a Corrente Circumpolar Antártica.

Já para o Atlântico Sul e Tropical, vale salientar a assinatura do giro subtropical com gradientes de elevação associados às Correntes do Brasil, Sul-Equatorial e Sul-Atlântica. Além destas feições, a Retroflexão da Corrente das Agulhas, a Corrente Circumpolar Antártica e a Confluência Brasil-Malvinas também se destacam em termos de gradientes de elevação da superfície do mar. A deflexão e divisão da Corrente Circumpolar Antártica após passar pelo Estreito de Drake fica notável, com uma parte que segue para leste e outra que segue para norte, sendo que este ramo separa-se em dois para formar a Corrente das Malvinas e para alimentar a Corrente Sul-Atlântica. Outras feições de interesse são as menores elevações nas regiões de ressurgência na costa africana entre 30°S e 20°S e entre 20°N e 30°N e a presença de parte equatorial do giro subtropical do Atlântico Norte.

Desta forma, é importante que modelos numéricos de circulação oceânica de grande escala representem toda a combinação de efeitos de maneira adequada e coerente, para que seja possível evoluir na compreensão dos processos físicos associados e analisar projeções climáticas com maior embasamento conceitual. Não é preciso mencionar que os aumentos de temperatura e o degelo de glaciares podem alterar esta distribuição de maneira heterogênea, o que pode alterar significativamente a distribuição espacial de elevações e suas correspondentes inclinações, mas estes aspectos ainda não estão sendo incluídos nas simulações apresentadas.

8.6 DISCUSSÃO A CERCA DAS INCERTEZAS EM SIMULAÇÕES DO CLIMA PRESENTE

Existem três principais tipos de incertezas inerentes às simulações do clima: 1) as concentrações e emissões dos gases de efeito estufa, 2) a arquitetura do modelo numérico e 3) as parametrizações dos processos que ocorrem em escala inferior à da grade dos modelos. Em relação às incertezas na modelagem do clima, segundo Ambrizzi et al. (2007), toda técnica de regionalização ou "downscaling" contém erros derivados do modelo global que força o modelo regional, e ainda que isto não seja um erro na regionalização, precisa ser levado em conta. Técnicas diferentes de regionalização podem produzir diferentes simulações do clima local ainda que todas fossem forçadas pelo mesmo modelo global. Em relação às incertezas nas parametrizações, não há uma solução unânime que resolva corretamente os processos físicos.

Adicionalmente, vários outros fatores contribuem para as incertezas nas simulações do clima como os processos estocásticos e não-lineares do sistema climático, aspectos randômicos das forçantes naturais e antrópicas, desconhecimento da completa condição inicial do sistema climático e a não representação de todos os processos atmosféricos em um modelo numérico.

Mendes e Marengo (2010) realizaram um downscaling por meio de redes neurais artificiais e autocorrelações em cinco modelos globais (CGCM3, CSIRO, ECHAM5, GFDL2.1 e MIROC-m) do IPC-C-AR4 para a bacia Amazônica. Na comparação com dados observados, constataram um ajuste muito bom nos dados indicando a técnica de redes neurais como uma alternativa viável na modelagem da precipitação. Também foram observadas pequenas diferenças entre as duas metodologias utilizadas sendo que a rede neural teve melhor desempenho para o clima atual. Utilizando cinco modelos globais do IPCC-AR4 (CCCMA, GFDL, HadCM3, MIROC e o GISS), Valverde e Marengo (2010) apontaram que os modelos climáticos globais utilizados ainda não conseguem reproduzir com alto grau de confiabilidade o padrão sazonal de precipitação que a climatologia dos campos observados apresenta. No entanto, os modelos utilizados conseguem simular coerentemente o ciclo anual da precipitação, apesar dos erros sistemáticos encontrados. Para o clima presente, em termos de precipitação, os cinco modelos apresentaram em maior ou menor proporção a diminuição de chuva sobre a Amazônia e o excesso de chuva sobre os Andes.

Alves (2007) avaliou o modelo regional HadRM3P, em simulações da variabilidade sazonal dos principais padrões climatológicos sobre a região da América do Sul e oceanos adjacentes, através de simulações numéricas de longo prazo (1961-1990). Neste estudo foi possível concluir que o modelo simula razoavelmente bem o padrão espacial e temporal da precipitação e temperatura. Contudo o autor constatou, que regionalmente há erros sistemáticos que podem estar relacionados à física interna do modelo (esquema de convecção, de superfície e topografia) e/ou das condições de fronteira herdadas do modelo global utilizado nas condições de contorno.

Na comparação realizada por Pesquero *et al.* (2009) entre as simulações do modelo regional Eta-CPTEC forçadas pelo modelo global HadAM3P e as observações CRU, em geral, a precipitação de grande escala e a variação sazonal foram bem representados pelo Eta. Segundo os autores, o modelo regional tem uma topografia mais detalhada do que o modelo global usado nas condições de contorno podendo gerar maiores quantidades de precipitação, próximo de áreas mais elevadas. Em relação à temperatura durante DJF, o modelo Eta mostrou viés positivo sobre o Paraguai e viés positivo sobre a Amazônia, ou seja, um padrão similar ao do viés do modelo global HadAM3P. Durante DJF e JJA no sul e sudeste do Brasil, foram observados valores muito semelhantes ao observado. De forma geral o Eta mostrou melhorias em representar a temperatura sobre toda a América do sul em relação ao HadAM3P.

Chou et al. (2012) avaliaram simulações climáticas sobre a América do Sul no modelo regional Eta com quatro condições de contorno fornecidas modelo global HadCM3. Os quatro membros foram utilizados com o objetivo de englobar as incertezas em relação ao conjunto das simulações do modelo global utilizadas nas condições de contorno lateral. Neste estudo foi observada uma boa concordância nos padrões de temperatura e precipitação simulados pelo modelo regional em relação aos dados observados do CRU. A comparação entre o desvio padrão entre os membros do conjunto e erro quadrático médio indicou pouca dispersão dos membros no clima presente, dispersão similarmente pequena ocorreu também nos membros do HadCM3. O espalhamento das simulações do modelo HadCM3 demonstra a incerteza em torno da escolha dos valores dos parâmetros do modelo mais adequados.

A Tabela 8.5 recomenda técnicas para tratar as incertezas. A destreza dos modelos regionais na América do Sul tem sido similar à obtida com modelos globais no clima do presente (Ambrizzi *et al.*, 2007). Assim, regiões como o Nordeste, a Amazônia, o Sul do Brasil, o Noroeste do Peru-Equador e o Sul do Chile apresentam uma previsibilidade melhor no clima do presente, comparada com regiões como o sudeste-centro oeste do Brasil. Supondo que a capacidade para simular o clima no futuro seja a mesma que no presente, então podemos dar maior credibilidade às projeções de clima para o futuro nas áreas de menores erros. Neste estudo os autores apresentam a tabela abaixo, no sentido de listar alguns dos problemas de incerteza na construção de cenários climáticos. Tabela 8.5 Cadeia de incertezas na construção de cenários climáticos (adaptado de Ambrizzi et al., 2007).

Fonte da Incerteza	Representação no MCR	Como tratar incerteza
Emissões futuras	Sim	Utilizar modelos para uma variedade de cenários de emissão
Taxa de emissão à concentração	Não	Uso de modelos de ciclo de carbono e modelos de química atmosférica
Pouco entendimento, representação imperfeita de processos em modelos de clima (incerteza científica)	Em desenvolvimento	Uso de projeções de vários modelos globais de clima
Variabilidade natural do clima	Sim	Uso de conjunto de simulações de MCG com várias condições iniciais
Acrescentar detalhe espacial e tem- poral	Não	Usar outros modelos regionais de clima + "downscaling" estatístico

Com o intuito de incluir alguma informação da incerteza de modelagem numérica nas projeções regionalizadas (*downscaling*) o projeto CREAS utilizou três modelos regionais nas simulações do clima presente para o período de 1961-1990. Erros em comum entre os modelos regionais foram identificados, bem como erros característicos de cada modelo.

Os resultados mencionados acima são exemplos de que não há uma metodologia ideal, ou modelo numérico preferencial, todos apresentam erros e acertos. Além do modelo numérico, também se desconhece a resolução espacial suficientemente adequada para resolver o sistema climático.

A incerteza nas formulações dos modelos numéricos para resolver o sistema climático se reflete na magnitude dos erros sistemáticos das simulações. Estas avaliações dos erros por sua vez também contém incertezas na qualidade das observações, cuja rede sobre América do Sul é deficiente do ponto de vista espacial e temporal. As incertezas sobre as medidas observacionais afetam diretamente a robustez da avaliação dos modelos climáticos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alves, L.M., 2007: Simulações da variabilidade do clima presente sobre a América do Sul utilizando um modelo climático regional. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 92 pp.

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.

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.

Avissar, 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, III., 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 Iguacu, 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. et al., 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 Submited.

Brasil, 2010: Segunda Comunicação Nacional do Brasil à Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima. Relatório Técnico, Technical Report. Ministério da Ciência e Tecnologia (MCT), Brasília, DF, 264 pp. Disponível em http://www.mct.gov.br/upd_blob/0214/214078.pdf.

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 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. 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 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: 14th Symposium on global change and climate variations. AMS Conference. Long Beach, American Meteorological Society.

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

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 ICSH-MO 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Foz do Iguacu, 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 CGCMS. In: Proceedings of 9 ICSHMO 2009. 9th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography, Melbourne, Australia.

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

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.

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. *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,numberINPE-12070-PRE/7416. Disponível em http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.27.11.05.

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

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., 2005: Evaluation of Eta Model seasonal precipitation forecasts over South America. Nonlinear Process Geophys., 12, 537 - 555.

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., 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.

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. 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 Cimate 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, R.E. e A. Henderson-Sellers, 1988:, Modelling tropical deforestation: A study of GCM land surface parametrizations. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 1(14), 439-462.

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 and 15th Conference on Numerical Weather Prediction, San Antonio, TX, American Meteorological Society, pp. 280-283.

Field, C.B. *et al.*, 1998: Primary production of the biosphere: integrating terrestrial and oceanic components. Science, 281, 237-240.

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.

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 Oceano-graphy. Foz do Iguacu, Brazil, pp. 1037-1040.

Figueroa, 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.

Figueroa, 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 *downs-caling* 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, SP, 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: 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.

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, SP, 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. et al., 1994: A description of the fifth-generation Penn State/NCAR Mesoscale Model (MM5). NCAR Technical Note NCAR/TN-398+STR, doi: 10.5065/D60Z716B.

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.

Griffies, S.M., 2007: Elements of MOM4p1. GFDL Ocean Group Technical Report 6. NOAA/Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Disponível em http://data1.gfdl.noaa.gov/~arl/pubrel/o/old/doc/mom4p1_guide.pdf.

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., 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 RMSP. 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: Interannal 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 ecophysiological constraints, resource availability, and competition among plant functional types. Global Biogeochem. Cycles, 10(4), 693-709, doi:10.1029/96GB02344.

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.

Holtslag, 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:AHRAM-T>2.0.CO;2.

IPCC, 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, UK, e New York, NY, USA: Cambridge University Press, 996 pp.

Itimura, M.S., 2010: Condições atmosféricas associadas a concentrações máximas e mínimas de ozônio observadas na Região Metropolitana de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, 155 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.

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.

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, SP, 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.

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 56° RBRAS. 56° Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria (RBRAS), e 14° Simpósio de Estatística Aplicada à Experimentação Agronômica, Seagro, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2011.

Marciotto, 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, SP, 124 pp.

Marciotto, 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. et al., 2003: Assessment of regional seasonal rainfall predictability using the CPTEC/COLA atmospheric GCM. Clim. Dyn., 21, 459–475, doi:10.1007/s00382-003-0346-0.

Marengo, J.A. *et al.*, 2010: Future change of climate in South America in the late twenty-first century: intercomparison of scenarios from three regional climate models. Clim. Dyn., doi:10.1007/s00382-009-0721-6.

Marengo, J.A. et al., 2012: 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., 38, 1829-1848, doi:10.1007/s00382-011-1155-5.

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: Proceedings of 8 ICSHMO 2006. 8th International Conference On Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography. 2006. Foz do Iguacu, Brasil, pp. 291–296.

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 Simposium Internacional de Climatologia, João Pessoa, 2011.

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: Anais do XV CBMET. XV Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo, SP, 2008.

McRae, G.J. et al., 1982: Development of second-generation mathematical model for urban air pollution – I. Model formulation. Atmos. Environ., 16(4), 679–696.

McRae, G.J. et al., 1992: CIT photochemical airshed model. Systems Manual, Carnegie Mellon University, Pittsburgh, Pennsylvania, e California Institute of Technology, Pasadena, California.

Mechoso, C.R. *et al.*, 1990: The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. J. Climate, 3, 812-826.

Mei, R. e G.L. Wang, 2009: Rain follows logging in the Amazon? Results from the CAM3-CLM3. Clim. Dyn., 34, 983-996.

Meira, G.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: Comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. Rev. Bras. Meteor., 25(4), 525-534.

Mellor, G.L. e T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791–1806.

Melo, M.L.D. e J.A. Marengo, 2008: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. Holocene, 18, 501-516.

Mendes, D. et al., 2009: Meteorological downscaling methods with artificial neural network models. Atmos. Sci. Section, AGU Newsletter, 3(3). Disponível em http://atmospheres.agu.org/pdf/Newsletters/ASnewsletterVol3No3.pdf 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.

Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. Contrib. Atmos. Phys., 50, 200–210.

Moore, P. et al., 2007: The role of biological habitat amelioration in altering the relative responses of congeneric species to climate change. Mar. Ecol. Prog. Ser., 334, 11–19.

Moorthi, S. e M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. Mon. Wea. Rev., 120, 978-1002.

Moura, A. D. e J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. J. Atmos. Sci., 38, 2653-2675.

Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for *downscaling* local climate. J. Climate, 12(8), 2256–2284.

Murray, R.J. e I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: development and operation of the scheme. Aust. Met. Mag., 39, 155-166.

Nobre, C.A. e L.S. Borma, 2009: Tipping points for the Amazon forest. Curr. Opin. Environ. Sustain., 1, 28–36, doi:10.1016/j.cosust.2009.07.003.

Nobre, C.A. *et al.*, 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. J. Climate, 4, 957-988. Nobre, C.A. *et al.*, 2010: Vulnerabilidade das megacidades brasileiras às mudanças climáticas: Região Metropolitana de São Paulo. Sumário Executivo. São Paulo, 31 pp. Disponível em http://www.inpe.br/ noticias/arquivos/pdf/megacidades.pdf.

Nobre, P. et al., 2001: Dynamical downscaling of seasonal climate prediction over Northeast Brazil with ECHAM3 and NCEP's Regional Spectral Models at IRI. Bull. Amer. Meteor. Soc., 82(12), 2787–2796.

Nobre, P. et al., 2003: Local and remote sources of Tropical Atlantic Variability as inferred from the results of a hybrid ocean-atmosphere coupled model. Geophys. Res. Lett., 30, 8008-8015.

Nobre, P. et al., 2006: Seasonal-to-decadal predictability and prediction of South American climate. J. Climate, 19, 5988–6004.

Nobre, P. et al., 2009: Amazon deforestation and climate change in a coupled model simulation. J. Climate, 22, 5686–5697.

Nobre, P. et al., 2012: Coupled ocean-atmosphere variations over the South Atlantic ocean. J. Climate, 25, 6349-6358.

Nobre, P. et al., 2013: Climate simulation and change in the Brazilian Climate Model. J. Climate, 26, 6716–6732. doi:http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00580.1

Nobre, P. e J. Shukla, 1996: Variations of sea surface temperature, wind stress, and rainfall over the tropical Atlantic and South America. J. Climate, 9, 2464-2479.

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.

Pal, J.S. et al., 2000: Simulation of regional scale water and energy budgets: representation of sub-grid cloud and precipitation processes within RegCM. J. Geophys. Res., 105, 29579–29594.

Pereira Filho, A.J. et al., 2002: Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 4 a 11 de agosto de 2002 (CDROM).

Pesquero, J.F., 2009: Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo Eta: um estudo de modelagem. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, INPE, São José dos Campos, SP, 204 pp.

Pesquero, J.F. et al., 2009: Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. Theor. Appl. Climatol., 99(1-2), 75-93, doi:10.1007/s00704-009-0123-z.

Pezzi, L.P. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: The relative importance of ENOS and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. Clim. Dyn., 17, 205-212, doi:10.1007/s003820000104.

Pezzi, L.P. et al., 2008: A sensitivity study using two different convection schemes over South America. Rev. Bras. Meteorol., 23(2), 170-189.

Pilotto, I.L. *et al.*, 2012: Seasonal climate hindcasts with Eta Model nested in CPTEC coupled ocean-atmosphere general circulation model. Theor. Appl. Climatol., doi:10.1007/s00704-012-0633-y.

Pisnichenko I.A. e T.A. Tarasova, 2009: The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. Atmos. Oceanic Phys., http://arxiv.org/abs/0901.1461v1.

Plana-Fattori, A.et al., 1997: Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. Part I: a comparison between selected parameterizations and reference results. Rev. Bras. Geof., 15(3), 275-290. Polley, H.W. et al., 1993: Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO2 concentrations. Nature, 361, 61-64.

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.

Prentice, K.C., 1990: Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation model studies. J. Geophys. Res., 95, 11811-11830, doi:10.1029/JD095iD08p11811.

Ramos, A.M., 2000: Desagregação espacial da precipitação simulada por modelos atmosféricos no Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, PB, 96 pp.

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.

Rao, V. B. et al., 1999: Decadal variation of atmosphere-ocean in the tropical Atlantic and its relationship to the northeast Brazil rainfall. J. of the Meteor. Soc. Japan, 77, 63-75.

Raphael, M.N. et al., 2010: The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. Clim. Dyn., 36(7-8), 1403-1417, doi:10.1007/s00382-010-0892-1.

Reboita, M.S. et al., 2010: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). Clim. Dyn., 35, 1331-1347.

Richter, I. e S.-P. Xie, 2008: On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. . Climate Dynamics, 30, 587-598.

Robertson, A.W. et al., 2004: Downscaling of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model. J. Climate, 17, 4407-4424.

Rodrigues, R.R. et al., 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.

Rosário, N.E. et al., 2011: Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor. J. Geophys. Res., 116, D18304, doi:10.1029/2011JD015956.

Saad, S.I. et al., 2010: Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 Highway Region. Earth Interact., 14, 18.

Salazar, L.F. e C. A. Nobre, 2010: Climate change and thresholds of biome shifts in Amazonia. Geophys. Res. Lett., 37, L17706, doi:10.1029/2010GL043538.

Sestini, M.F. et al., 2002: Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos. Inpe-8972-RPQ/730, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-(Inpe), São José dos Campos, SP.

Sampaio, G., 2008: Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian Tropical Forests into degraded pasture or soybean cropland: a GCM simulation study. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-(Inpe), São José dos Campos, SP, 417 pp.

Sampaio, G. et al., 2007: Regional climate change over eastern Amazonia caused by pasture and soybean cropland expansion. Geophys. Res. Lett., 34, L17709, doi:17710.11029/12007GL030612.

Samuelsson, P. et al., 2011. The Rossby Centre Regional Climate Model RCA3: model description and performance. Tellus, 63(1), 4-23.

Saulo, C. et al., 2000: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. Clim. Dyn., 16, 867-881.

Sellers, P.J. et al., 1986: A simple biosphere model (SiB) for use with general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505-531.

Sellers, P.J. et al., 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO2 on climate. Science, 271(5254), 1402-1406.

Seth, A. et al., 2010: Making sense of 21st century climate change in the Altiplano: Observed trends and CMIP3 projections. Ann. Assoc. Amer. Geogr., 100(4), 835–847.

Scheffer, M. et al., 2001: Climatic warming causes regime shifts in lake food webs. Limnol. Oceanogr., 46(7), 1780–1783.

Shukla, J., 1981: Dynamical predictability of monthly means. J. Atmos. Sci., 38, 2547-2572.

Shukla, J. et al., 1990: Amazon deforestation and climate change. Science, 247, 1322-1325

Shukla, J. et al., 2000: Dynamical seasonal prediction. Bulletin Amer. Meteor. Soc., 81, 2593-2606.

Shukla, J. e M. Fennessy, 1988: Prediction of time-mean atmospheric circulation and rainfall: influence of Pacific sea surface temperature anomaly. J. Atmos. Sci., 45, 9-28.

Silva Dias, P.L. *et al.*, 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. J. Atmos. Sci., 40, 2689-2707.

Slingo, J.M., 1987: The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 113, 899-927.

Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 116, 435–460.

Soares, W.R. e J.A. Marengo, 2008: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. Int. J. Climatol., 29(10), 1395-1414, doi: 10.1002/joc.1800.

Soares-Filho, B.S. *et al.*, 2004: Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon Highway: The Santarém-Cuiabá corridor. Glob. Change Biol., 10(5), 745-764.

Souza, E.P. et al., 2009: Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com enfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia. Rev. Bras. Meteor., 24, 158-167.

Souza, J.D. de *et al.*, 2008: Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. Rev. Bras. Geof., 26(1), 31-44.

Souza, P., 2008: As influências dos extratrópicos na posição da ZCIT do Atlântico. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, Inpe, São José dos Campos, SP.

Souza, P. e I.F.A. Cavalcanti, 2009: Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. Int. J. Climatol., 29(14), 2091-2105, doi:10.1002/joc.1823.

Stephens, G.L., 2010: Is there a missing low cloud feedback in current climate models? GEWEX News, February 2010. Disponível em: www.gewex.org.

Sternberg, L.S.L., 2001: Savanna-Forest Hysteresis in the Tropics. Glob. Ecol. Biogeogr., 10(4), 369-378. Sun, L. *et al.*, 2005: Climate *downscaling* over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. J. Climate, 18, 551–567, doi:10.1175/JCLI-3266.1.

Tarasova, T.A. e B. Fomin, 2000: Solar radiation absortion due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. J. Appl. Meteor., 39, 1947-1951.

Tarasova, T.A. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: Monthly mean solar radiative fluxes and cloud forcing over South America in the period of 1986-88: GCM results and satellite-derived data. J. Appl. Meteor., 41(8), 863-871.

Tarasova, T.A. et al., 1999: Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondônia region of Brazil during smoke, clouds and radiation - Brazil. J. Geophys. Res., 104, 19161-19170.

Tarasova, T.A. et al., 2006: Impact of new solar radiation parameterization in the Eta Model on the simulation of summer climate over South America. J. Appl. Meteor., 44, 318-333.

Tarasova, T.A. *et al.*, 2007: Incorporation of New Solar Radiation Scheme into CPTEC GCM. Technical Report, INPE-14052-NTE/371, São José dos Campos, SP, 44 pp.

Trenberth, K.E., 1997: The definition of El Niño. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2771–2777.

Valverde, M.C. e J.A. Marengo, 2010: Mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do *IPCC AR4*. Rev. Bras. Meteor., 25, 125-145.

Valverde, M.C. *et al.*, 2005: Artificial neural network technique for rainfall forecasting applied to the São Paulo region. J. Hydrol., 30(1-4), 146-162, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.028.

Valverde, M.C. et al., 2006: Linear and nonlinear statistical downscaling for rainfall forecasting over Southeastern Brazil. Wea. Forecasting, 21, 970-989.

Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. Atmos. Sci. Lett., 11, 21-26.

Vendrasco, E.P. et al., 2005: Queimadas da cana-de-açúcar e potencial efeito na poluição fotoquímica por ozônio. Ciência e Natura, edição especial, 163-166.

Vera, C. e G. Silvestri, 2009: Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. Clim. Dyn., 32(7-8), 1003-1014, doi:10.1007/s00382-009-0534-7.

Vera, C. et al., 2006: Climate Change scenarios for seasonal precipitation in South America from *IPCC* AR4 models. Geophys. Res. Lett., 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759.

Vrac, M. et al., 2007: A general method for validating statistical downscalling methods under future climate change. Geophys. Res. Lett., 34, L18701, doi:10.1029/2007GL030295.

Wainer, I. e J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. Geophys. Res. Letters, 24, 277-280.

Walker, R. et al., 2009: Protecting the Amazon with protected areas. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 26, 10582–10586, doi:10.1073/pnas.0806059106.

Ward, M. N. e C. K. Folland, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. Internat. J. Climatology, 11, 711-743.

Ward, M.N. *et al.*, 1988: Predictability of seasonal rainfall in the Northern Nordeste region of Brazil. pp. 237-251. In: Recent Climate Change. A Regional Approach [S. Gregory (Ed.)]. London, UK: Belhaven Press, 237-251. pp. xvi+326.

Weijer, W. et al., 2012: The Southern Ocean and its Climate in CCSM4. J. Climate, 25, 2652-2675.

Werth, D. e R. Avissar, 2002: The local and global effects of Amazon deforestation. J. Geophys. Res., 107, 8087, doi:8010.1029/2001JD00717.

Wilby, R.L. *et al.*, 2004: Guidelines for Use of Climate Scenarios Developed from Statistical Downscaling Methods. Supporting material of IPCC, 27 pp. Disponível em: http://www.IPCC-data.org/guidelines/ dgm_no2_v1_09_2004.pdf.

Wood, R. e C.S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower tropospheric stability. J. Climate., 19, 6425-6432. Wood, R. *et al.*, 2011: The VAMOS ocean-cloud-atmosphere-land study regional experiment (VOCALS--REx): goals, platforms, and field operations, Atmos. Chem. Phys., 11, 627-654, doi:10.5194/acp-11-627-2011.

Wyant, M. et al., 2009: Subtropical low cloud response to a warmer climate in an superparameterized climate model: Part I. Regime sorting and physical mechanisms. J. Adv. Model. Earth Syst., 1(3), 11 pp.

Xue, Y. et al., 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. J. Clim., 4, 345–364.

Zebiak, S.E., 1993: Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. J. Climate, 6, 1567-1586.

Zhang, M. et al., 2010: CFMIP-GCSS intercomparison of large eddy models and single column models (CGILS). GEWEX News, 20(2), May 2010, Disponível em: www.gewex.org.

Zhao, Q. et al., 1997: Implementation of the cloud prediction scheme in the Eta Model at NCEP. Wea. Forecasting, 12, 697-712.

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 \sim 5% e \sim 20% em precipitação e \sim 1°C e \sim 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 medos do século (2041-2070) mantêm-se as tendências de aumento gradual de 1,5° a 2°C na temperatura e de aumento de15% a 20% nas chuvas, sendo que essas tendências acentu-am-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), (2041-2070) meados е 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 anomalamente 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 capítulo8 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) 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 cientifica, 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 socio-econômicas 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 cascata 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 autosuciência 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 apontam para 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 significante 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, consequentemente 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, mudancas 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 realimentação 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 mudancas 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 capitulo 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 aspectos 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 (os dois estudos usaram os três modelos?) 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 conseguiu reduzir o 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 dados de cenários climáticos. Os maiores 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 aumentada 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 a 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 maior 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-acúcar 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, permitido 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 levam em conta de forma quantitativa (numérica) os componentes do sistema climático global (atmosfera, oceanos, criosfera, vegetação, etc.) e de 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 1º a 4ºC para o cenário de baixa emissão e de 2º a 6ºC 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 grande: 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 fazer as projeções futuras possuem resolução espacial entre 100 e 200 km de latitude/longitude, ou seja, tem 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 América" (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 apresentaram 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 Silva 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 à 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; Claussen 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 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 conseguências 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) forcado 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 1.5° a 4. 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 coloca o cenário mais extremo para a Amazônia, chegando a se especular de 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 humidade 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 (isto é um termo normalmente usado em português?) 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 CPTEC-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 donde 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., 1999), 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. Em Scholze et al. (2006) conclui-se que é provável uma maior frequência de fogo (risco >60% para temperatura > 3°C) em muitas zonas da América do Sul. Em Hutyra 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 (Hutyra et al., 2005).

Outro aspecto relevante a se considerar quando a floresta está sujeita a períodos anomalamente secos, é o aumento a 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 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 CO $_2$ de 500-550 ppmv.), e (iii) máxima (aumento de temperatura de mais de 2°C e aumento de CO $_2$ de mais de 550 ppmv). Em nível regional, as simulações de Miles et al. (2004), baseando-se no cenário climático futuro gerado pelo modelo HAD-CM2, considerando um aumento anual de 1% na concentração de CO₂, analisaram como a distribuição de 69 espécies de angioespermas 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, Sampaio e Satyamurty 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 consequente 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 (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 agui 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 referencia (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 a as 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 cientifica, 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 conseguiram capturar muito bem 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

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.

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, n° 8, 3388-3393, 2010:0907318107v1-200907318.

Loarie, S. R., et. al., 2011: Direct impacts on local climate of sugar-cane expansion in Brazil. Nature Climate Change, vol. 1, 105-109.

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.

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.

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.

Avissar, 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, III.: 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 Submited.

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 ICSH-MO, 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 Southeat 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 CP-TEC/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 CP-TEC'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.

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.

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.

Figueroa, 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.

Figueroa, 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 oif 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 and P.L.S. Dias, 1998: Impact of tropical heat sources on the South America 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 RMSP. 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: Interannal 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 ecophysiological 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.

Holtslag, 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.

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., 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.

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 56° Reunião Anual da Região Brasileira da Sociedade Internacional de Biometria - RBRAS e 14° Simpósio de Estatística Aplicada à Experimentação Agronômica - SEAGRO, Universidade Estadual de Maringá, Maringá, PR, 2011.

Marciotto, 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.

Marciotto, 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 Iguacu, 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 Simposium 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.

Mechoso, C.R. et al., 1990: The impact of sea surface temperature anomalies on the rainfall over Northeast Brazil. J. Climate, 3, 812-826.

Mei, R. e G.L. Wang, 2009: Rain follows logging in the Amazon? Results from the CAM3-CLM3. Clim. Dyn., 34, 983-996.

Meira, G.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Características da convecção associada à variabilidade intrasazonal: Comparação entre resultados do MCGA CPTEC/COLA e observação. Rev. Bras. Meteor., 25(4), 525-534.

Mellor, G.L. e T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. J. Atmos. Sci., 31, 1791–1806.

Melo, M.L.D. e J.A. Marengo, 2008: The influence of changes in orbital parameters over South American climate using the CPTEC AGCM: simulation of climate during the mid Holocene. Holocene, 18, 501-516.

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.

Mendes, D. et al., 2009: Meteorological downscaling methods with artificial neural network models. Atmos. Sci. Section, AGU Newsletter, 3(3), 3. http://www.agu.org/sections/atmos/pdf/Newsletters/ASnewsletterVol3No3.pdf.

Mesinger, F., 1977: Forward-backward scheme, and its use in a limited area model. Contrib. Atmos. Phys., 50, 200–210.

MCT, 2010: Second national communication of Brazil to the United Nations Framework Convention on Climate Change. Technical Report, Brasília, Ministry of Science and Tecnology (MCT). General Coordination on Global Climate Change, 264 pp. Disponível em http://www.mct.gov.br/upd–blob/0214/214078. pdf.

Moore, P. et al., 2007: The role of biological habitat amelioration in altering the relative responses of congeneric species to climate change. Mar. Ecol. Prog. Ser., 334, 11–19.

Moorthi, S. e M. J. Suarez, 1992: Relaxed Arakawa-Schubert: A parameterization of moist convection for general circulation models. Mon. Wea. Rev., 120, 978-1002.

Moura, A. D. e J. Shukla, 1981: On the dynamics of droughts in northeast Brazil: Observations, theory and numerical experiments with a general circulation model. J. Atmos. Sci., 38, 2653-2675.

Murphy, J., 1999: An evaluation of statistical and dynamical techniques for *downscaling* local climate. J. Climate, 12(8), 2256–2284.

Murray, R.J. e I. Simmonds, 1991: A numerical scheme for tracking cyclone centers from digital data. Part I: development and operation of the scheme. Aust. Met. Mag., 39, 155-166.

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.

Nobre, C.A. et al., 1991: Amazonian deforestation and regional climate change. J. Climate, 4, 957-988.

Nobre, C.A., et al., 2004: Impacts of climate change scenarios for 2091-2100 on the biomes of South America. First CLIVAR International Conference, Baltimore, USA, 21-25 June.

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.

Pal, J.S. et al., 2000: Simulation of regional scale water and energy budgets: representation of sub-grid cloud and precipitation processes within RegCM. J. Geophys. Res., 105, 29579–29594.

Pereira Filho, A.J. *et al.*, 2002: Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de mesoescala. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 04 a 11 de Agosto de 2002 (CDROM).

Pesquero, J.F., 2009: Balanço de umidade na região do sistema de monção da América do Sul em cenários climáticos futuros (2071-2100) utilizando o modelo ETA: um estudo de modelagem. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe), São José dos Campos, SP, 204 pp.

Pesquero, J.F. et al., 2009: Climate downscaling over South America for 1961–1970 using the Eta Model. Theor. Appl. Climatol., 99(1-2), 75-93, doi:10.1007/s00704-009-0123-z.

Pezzi, L.P. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: The relative importance of ENOS and tropical Atlantic sea surface temperature anomalies for seasonal precipitation over South America: a numerical study. Clim. Dyn., 17, 205-212, doi:10.1007/s003820000104.

Pezzi, L.P. et al., 2008: A sensitivity study using two different convection schemes over South America. Rev. Bras. Meteorol., 23(2), 170-189.

Pilotto, I.L. *et al.*, 2012: Seasonal climate hindcasts with Eta Model nested in CPTEC coupled ocean-atmosphere general circulation model. Theor. Appl. Climatol., doi:10.1007/s00704-012-0633-y.

Pisnichenko I.A. e T.A. Tarasova, 2009: The climate version of the Eta regional forecast model. II. Evaluation of the Eta CCS model performance against reanalysis data and surface observations. Atmos. Oceanic Phys., http://arxiv.org/abs/0901.1461v1.

Plana-Fattori, A. et al., 1997: Absorption of solar radiation by water vapor in the atmosphere. Part I: a comparison between selected parameterizations and reference results. Rev. Bras. Geof., 15(3), 275-290.

Polley, H.W. *et al.*, 1993: Increase in C3 plant water-use efficiency and biomass over Glacial to present CO2 concentrations. Nature, 361, 61-64.

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.

Prentice, K.C., 1990: Bioclimatic distribution of vegetation for general circulation model studies. J. Geophys. Res., 95, 11811-11830, doi:10.1029/JD095iD08p11811.

Ramos, A.M., 2000: Desagregação espacial da precipitação simulada por modelos atmosféricos no Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, Universidade Federal da Paraíba, Campina Grande, PB, 96 pp.

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.

Rao, V. B. et al., 1999: Decadal variation of atmosphere-ocean in the tropical Atlantic and its relationship to the northeast Brazil rainfall. J. of the Meteor. Soc. Japan, 77, 63-75.

Raphael, M.N. et al., 2010: The effect of Antarctic sea ice on the Southern Hemisphere atmosphere during the southern summer. Clim. Dyn., 36(7-8), 1403-1417, doi:10.1007/s00382-010-0892-1.

PRIMEIRO RELATÓRIO DE AVALIAÇÃO NACIONAL

Reboita, M.S. et al., 2010: South Atlantic Ocean cyclogenesis climatology simulated by regional climate model (RegCM3). Clim. Dyn., 35, 1331-1347.

Richter, I. e S.-P. Xie, 2008: On the origin of equatorial Atlantic biases in coupled general circulation models. . Climate Dynamics, 30, 587-598.

Robertson, A.W. et al., 2004: Downscaling of daily rainfall occurrence over Northeast Brazil using a Hidden Markov Model. J. Climate, 17, 4407-4424.

Rodrigues, R.R. et al., 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.

Rosário, N.E. *et al.*, 2011: Downwelling solar irradiance in the biomass burning region of the southern Amazon: Dependence on aerosol intensive optical properties and role of water vapor. J. Geophys. Res., 116, D18304, doi:10.1029/2011JD015956.

Saad, S.I. et al., 2010: Can the deforestation breeze change the rainfall in Amazonia? A case study for the BR-163 Highway Region. Earth Interact., 14, 18.

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.

Sestini, M. F. et al., 2002: Elaboração de mapas de vegetação para utilização em modelos meteorológicos e hidrológicos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe), INPE-8972-RPQ/730São José dos Campos.

Sampaio, G., 2008: Climatic consequences of gradual conversion of Amazonian Tropical Forests into degraded pasture or soybean cropland: a GCM simulation study. PhD Thesis, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos, 417 pp.

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:17710.11029/12007GL030612.

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.

Saulo, C. *et al.*, 2000: Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-98 spring-summer season. Clim. Dyn., 16, 867-881.

Sellers, P.J. et al., 1986: A simple biosphere model (SiB) for use with general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505-531.

Sellers, P.J. et al., 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO2 on climate. Science, 271(5254), 1402-1406.

Seth, A. et al., 2010: Making sense of 21st century climate change in the Altiplano: Observed trends and CMIP3 projections. A. Assoc. Am. Geog., 100(4), 835–847.

Scheffer, M. et al., 2001: Climatic warming causes regime shifts in lake food webs. Limnol. Oceanogr., 46(7), 1780–1783.

Silva Dias, P.L. et al., 1983: Large-scale response of the tropical atmosphere to transient convection. J. Atmos. Sci., 40, 2689-2707.

Slingo, J.M., 1987: The development of verification of a cloud prediction scheme for the ECMWF model. Q. J. R. Meteorol. Soc., 113, 899-927.

Smith, R.N.B., 1990: A scheme for predicting layer clouds and their water content in a general circulation model. Q.J.R. Meteorol. Soc., 116, 435-460.

Soares, W.R. e J.A. Marengo, 2008: Assessments of moisture fluxes east of the Andes in South America in a global warming scenario. Int. J. Climatol., 29(10), 1395-1414, doi: 10.1002/joc.1800.

Soares-Filho, B.S. *et al.*, 2004: Simulating the response of land-cover changes to road paving and governance along a major Amazon Highway: The Santarém-Cuiabá corridor. Glob. Change Biol., 10(5), 745-764.

Souza, E.P. et al., 2009: Estudo numérico da interação entre convecção rasa e radiação com enfase no ciclo diurno do balanço de energia à superfície na Amazônia. Rev. Bras. Meteor., 24, 158-167.

Souza, J.D. de et al., 2008: Estimativa da radiação solar global à superfície usando um modelo estocástico: caso sem nuvens. Rev. Bras. Geof., 26(1), 31-44.

Souza, P., 2008: As influências dos extratrópicos na posição da ZCIT do Atlântico. Tese de Doutorado, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais-INPE, São José dos Campos.

Souza, P. e I.F.A. Cavalcanti, 2009: Atmospheric centres of action associated with the Atlantic ITCZ position. Int. J. Climatol., 29(14), 2091-2105, doi:10.1002/joc.1823.

Stephens, G.L., 2010: Is there a missing low cloud feedback in current climate models? GEWEX News, February 2010. Disponível em: www.gewex.org.

Sternberg, L.S.L., 2001: Savanna-Forest Hysteresis in the Tropics. Glob. Ecol. Biogeogr., 10(4), 369-378.

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.

Sun, L. et al., 2005: Climate downscaling over Nordeste, Brazil, Using the NCEP RSM97. J. Climate, 18, 551–567, doi:10.1175/JCLI-3266.1.

Tarasova, T.A. e B. Fomin, 2000: Solar radiation absortion due to water vapor: Advanced broadband parameterizations. J. Appl. Meteor., 39, 1947-1951.

Tarasova, T.A. e I.F.A. Cavalcanti, 2002: Monthly mean solar radiative fluxes and cloud forcing over South America in the period of 1986-88: GCM results and satellite-derived data. J. Appl. Meteor., 41(8), 863-871.

Tarasova, T.A. et al., 2007: Incorporation of new solar radiation scheme into CPTEC GCM. Technical Report, number INPE-14052-NTE/371, São José dos Campos, INPE, 44 pp.

Tarasova, T.A. et al., 1999: Assessment of smoke aerosol impact on surface solar irradiance measured in the Rondônia region of Brazil during smoke, clouds and radiation - Brazil. J. Geophys. Res., 104, 19161-19170.

Tarasova, T.A. et al., 2006: Impact of new solar radiation parameterization in the Eta Model on the simulation of summer climate over South America. J. Appl. Meteor., 44, 318-333.

Trenberth, K.E., 1997: The definition of *El Niño*. Bull. Amer. Meteor. Soc., 78, 2771–2777.

Valverde, M.C. e J.A. Marengo, 2010: Mudanças na circulação atmosférica sobre a América do Sul para cenários futuros de clima projetados pelos modelos globais do *IPCC AR4*. Rev. Bras. Meteor., 25, 125-145.

Valverde, M.C. et al., 2005: Artificial neural network technique for rainfall forecasting applied to the São Paulo region. J. Hydrol., 30(1-4), 146-162, doi:10.1016/j.jhydrol.2004.06.028.

Valverde, M.C. et al., 2006: Linear and nonlinear statistical downscaling for rainfall forecasting over Southeastern Brazil. Wea. Forecasting, 21, 970-989.

Vasconcellos, F.C. e I.F.A. Cavalcanti, 2010: Extreme precipitation over Southeastern Brazil in the austral summer and relations with the Southern Hemisphere annular mode. Atmos. Sci. Lett., 11, 21-26.

Vendrasco, E.P. et al., 2005: Queimadas da cana-de-açúcar e potencial efeito na poluição fotoquímica por ozônio. Cienc. Natura, 163-166.

Vera, C. e G. Silvestri, 2009: Precipitation interannual variability in South America from the WCRP-CMIP3 multi-model dataset. Clim. Dyn., 32(7-8), 1003-1014, doi:10.1007/s00382-009-0534-7.

Vera, C. et al., 2006: Climate Change scenarios for seasonal precipitation in South America from *IPCC AR4* models. Geophys. Res. Lett., 33, L13707, doi:10.1029/2006GL025759.

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

Vrac, M. et al., 2007: A general method for validating statistical downscalling methods under future climate change. Geophys. Res. Lett., 34, L18701, doi:10.1029/2007GL030295.

Wainer, I. e J. Soares, 1997: North Northeast Brazil rainfall and its decadal-scale relationship to wind stress and sea surface temperature. Geophys. Res. Letters, 24, 277-280.

Walker, R. et al., 2009: Protecting the Amazon with protected areas. Proc. Natl. Acad. Sci. USA, 26, 10582–10586, doi:10.1073/pnas.0806059106.

Ward, M.N. e C.K. Folland, 1991: Prediction of seasonal rainfall in the north nordeste of Brazil using eigenvectors of sea-surface temperature. Internat. J. Climatology, 11, 711-743.

Ward, M.N. et al., 1988: Predictability of seasonal rainfall in the northern Nordeste region of Brazil. Recent Climate Change, S. Gregory, Ed., Belhaven, 237-251.

Weijer, W. et al., 2012: The Southern Ocean and its Climate in CCSM4. J. Climate, 25, 2652-2675.

Werth, D. e R. Avissar, 2002: The local and global effects of Amazon deforestation. J. Geophys. Res., 107, 8087, doi:8010.1029/2001JD00717.

Wilby, R.L. *et al.*, 2004: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical *downscaling* methods. Supporting material of IPCC, 27 pp. Disponível em: http://www.IPCC-data.org/guidelines/dgm-no2-v1-09-2004.pdf.spheric stability. J. Climate., 19, 6425-6432.

Wood, R. e C.S. Bretherton, 2006: On the relationship between stratiform low cloud cover and lower tropospheric stability. J. Climate., 19, 6425-6432.

Wood, R. et al., 2011: The VAMOS ocean-cloud-atmosphere-land study regional experiment (VO-CALS-REx): goals, platforms, and field operations, Atmos. Chem. Phys., 11, 627-654, doi:10.5194/acp-11-627-2011.

Wyant, M. et al., 2009: Subtropical low cloud response to a warmer climate in an superparameterized climate model: Part I. Regime sorting and physical mechanisms. J. Adv. Model. Earth Syst., 1, Art. #7, 11 pp.

Xue, Y. et al., 1991: A simplified biosphere model for global climate studies. J. Clim., 4, 345-364.

Zebiak, S.E., 1993: Air-Sea interaction in the equatorial Atlantic region. J. Climate, 6, 1567-1586.

Zhang, M. et al., 2010: CFMIP-GCSS intercomparison of large eddy models and single column models (CGILS). GEWEX News, 20(2), May 2010, Disponível em: www.gewex.org.

Zhao, Q. *et al.*, 1997: Implementation of the cloud prediction scheme in the Eta Model at NCEP. Wea. Forecasting, 12, 697-712.









