

DOSSIÊ CLIMA





APRESENTAÇÃO

**Mudanças climáticas
e o Brasil**

As mudanças no clima de nosso planeta já estão em andamento e estão tendo efeitos importantes sobre os ecossistemas e a nossa organização socioeconômica. O aumento de temperatura já observado (desde 1850 a 2010) de 1 grau centígrado, em média, em todo o planeta, e de 1,5 grau, no Brasil, está acarretando efeitos ambientais importantes. Observações sobre alterações biológicas, como migrações, decréscimo de população de espécies, intensificação de furacões e tornados, entre tantos efeitos, estão sendo analisadas com uma frequência incomum. A ciência avança rápido nessa área, com novas observações importantes o tempo todo, e com melhorias constantes nos modelos climáticos. Não temos muito tempo para iniciar um forte programa de redução de emissões de gases de efeito estufa se quisermos evitar um aquecimento médio maior que 2 graus centígrados na Terra. Do ponto de vista científico, nosso conhecimento sobre o funcionamento do sistema terrestre cresceu muito nas últimas décadas, graças ao esforço de milhares de cientistas. O Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, da sigla em inglês) compila, a cada quatro ou cinco anos, o conhecimento científico gerado por milhares de cientistas de todas as áreas. Esse esforço tem sido incorporado nos modelos climáticos, que são muito mais completos hoje do que há cinco ou dez anos. As

dinâmicas interações entre a atmosfera, a biosfera, a hidrosfera, a criosfera e a geosfera mostram um planeta agindo como um sistema complexo, em permanente mudança.

A espécie humana adquiriu a propriedade de, através da queima de combustíveis fósseis, alterar a composição da atmosfera. Observamos grandes alterações nas concentrações atmosféricas de CO₂ (dióxido de carbono), CH₄ (metano), N₂O (óxido nitroso), O₃ (ozônio), aerossóis e nuvens, entre outras alterações. Mas, fundamentalmente, estamos alterando o balanço radiativo de nosso planeta, que controla o fluxo de radiação solar que entra no sistema terrestre e o fluxo de calor que é irradiado de volta ao espaço. Para manter a vida na Terra, recebemos, em média, 340,2 W/m² de energia do sol. A redistribuição desse calor pela atmosfera e pelos oceanos gera a circulação atmosférica e oceânica. Na atmosfera, o transporte de vapor de água alimenta o ciclo hidrológico, muito importante para a produção agrícola, por exemplo. Nos modelos climáticos, levamos em conta a componente física do clima, mas muito pouco da química e da biologia do planeta. Afinal, vivemos em um planeta no qual a biologia da vida exerce papel fundamental na manutenção do clima, através da função regulatória da vegetação, da biologia dos oceanos e das atividades dos seres vivos em geral, incluindo nós.

Através das atividades humanas, estamos injetando anualmente 9 milhões de toneladas adicionais de carbono fóssil na atmosfera. A concentração de CO₂ aumentou de 280 ppm para 400 ppm desde 1750. Desse total emitido para a atmosfera,

27% estão sendo absorvidos pelos oceanos, causando rápida acidificação. Cerca de 28% estão sendo absorvidos pelos ecossistemas terrestres. A diferença entre as emissões antropogênicas e a absorção de CO₂ pelos ecossistemas terrestres e aquáticos, que corresponde a 45%, está ficando na atmosfera, causando o aumento da concentração de CO₂ atmosférico. Entre outras mudanças que o homem está realizando na Terra estão as alterações do uso do solo, pelo desenvolvimento da agricultura e de atividades humanas, e a do albedo da superfície terrestre, que é a fração da radiação refletida de volta ao espaço. Isso também altera o balanço radiativo que controla a temperatura do planeta.

Os efeitos das atividades antropogênicas nos ecossistemas terrestres são muitos, e vão desde o nível do mar subindo, o derretimento de geleiras, a perda de gelo no Oceano Ártico, as alterações biológicas em migrações de espécies, a acidificação dos oceanos e assim por diante. Estamos mudando a face de nosso planeta, em processos que a ciência ainda não conhece por inteiro.

Embora a atribuição às mudanças climáticas globais de eventos climáticos extremos particulares (uma chuva forte, uma seca intensa, etc.) ainda não seja possível, a estatística deixa muito claro que estamos tendo mais eventos climáticos extremos em todo o planeta. De acordo com compilação do IPCC Special Report on Climate Extremes, temos cerca de oito vezes mais extremos climáticos na última década se comparado com a década de 50 do século passado. Esses eventos extremos, como o atual período de seca na região metropolitana de São Paulo e no Nordeste, além das secas na Amazônia em 2005 e 2010, têm fortes impactos sociais e econômicos.

Se quisermos garantir às novas gerações um clima adequado para agricultura, vida urbana, produção de hidroeletricidade, etc., precisaremos estabilizar as concentrações de CO₂, que, atualmente, estão em 400 ppm. Os cenários de emissões indicam que, na trajetória de emissões atuais, chegaríamos em 2100 com concentrações de CO₂ da ordem de 800 ppm, com um aumento médio de temperatura de 6 a 7 graus centígrados, e algumas regiões como o Ártico aquecendo-se em 10 a 12 graus. Tal cenário é impensável hoje, mas é o que nos aguarda se não reduzirmos fortemente as emissões para que possamos atingir uma concentração de CO₂ ao

nível de 350 ppm (mais baixa do que temos hoje). Para isso, teríamos que cortar 80% das emissões ainda nesta década, visando a uma futura estratégia de emissões negativas, ou seja, que o sistema terrestre tenha mais absorção de carbono do que emitimos pelas atividades humanas.

Uma das grandes questões a enfrentar é o crescimento populacional, já que somos cerca de 7 bilhões de pessoas, com nível de consumo em constante aumento. Uma estrutura econômica que é baseada em crescimento econômico permanente evidentemente não é sustentável, pois os recursos naturais do planeta são finitos, e alguns deles, escassos. A questão da disponibilidade de água, por exemplo, está crítica em várias partes, e seu uso crescente, especialmente na agricultura e em áreas urbanas, é difícil de ser sustentável.

Uma nova alternativa à mitigação de emissão de gases de efeito estufa é a redução dos chamados poluentes de meia-vida curta (SLCP – *short lived climate pollutants*). Esses compostos são principalmente o metano (CH₄), o ozônio (O₃) e o chamado *black carbon* (BC). O gás metano é cerca de 23 vezes mais eficiente para fazer efeito estufa por molécula do que o CO₂, e tem meia-vida de cerca de 12 anos. Portanto, a redução de emissões de metano tem um impacto no clima mais rápido do que reduções nas emissões de CO₂, que tem meia-vida atmosférica dependente do processo de absorção, que vai de 100 a 10.000 anos. As emissões de metano ocorrem principalmente na agricultura, na criação de gado, na exploração de petróleo e gás, nas queimadas e em outros processos. O ozônio, além de ser um forte gás de efeito estufa, é um poderoso poluente em áreas urbanas, tendo fortes efeitos deletérios sobre a saúde da população urbana. O ozônio é produzido secundariamente na atmosfera a partir de emissões de hidrocarbonetos e óxidos de nitrogênio. O chamado *black carbon* consiste em partículas emitidas em processos de queima de combustíveis (fósseis, madeira, ou qualquer outro), como por exemplo pelo cano de descarga de veículos a diesel (ônibus e caminhões).

A queima de lenha para cozinhar e para aquecimento em países em desenvolvimento também é uma importante fonte de *black carbon* para a atmosfera. O *black carbon* e o ozônio têm meia-vida de alguns dias na atmosfera, portanto, a redução de sua emissão tem efeito forte e rápido. Além

disso, a população urbana que sofre pelos efeitos da exposição a esses poluentes terá uma vida mais saudável. Os cobenefícios de redução de CH₄, O₃ e *black carbon* no clima e na poluição do ar tornam esses poluentes agentes prioritários na mitigação das emissões, além das necessárias reduções nas emissões de CO₂ pela queima de combustíveis fósseis. No longo prazo, o que domina a forçante radiativa global é a concentração de CO₂, mas uma ajuda a curto prazo certamente é bem-vinda com a redução na emissão dos SLCP, com importantes benefícios na redução de poluição do ar tanto em áreas urbanas quanto nas áreas rurais.

Nosso país precisa se preparar melhor para a mitigação dos efeitos das mudanças climáticas e para a adaptação a elas. Seus impactos serão muito grandes em alguns setores econômicos, como a agricultura, ou na geração de hidroeletricidade, por exemplo. A Embrapa está trabalhando para o desenvolvimento da agricultura de baixo carbono, mas o esforço tem que englobar todos os setores econômicos brasileiros. Ações de adaptação nas áreas costeiras, com maior incidência de erosão devido ao aumento do nível do mar, e nas áreas urbanas e encostas, com o aumento da incidência de chuvas fortes, são necessárias e urgentes.

É fundamental que na próxima reunião da Conferência das Partes (COP-21), que ocorrerá em dezembro de 2015, em Paris, sejam assinados acordos internacionais que limitem em 80% as emissões de CO₂ até 2030 ou 2040. Essa redução não será uma tarefa fácil, mas é essencial se quisermos estabilizar o clima de nosso planeta. A questão não é tecnológica, já que há alternativas à geração de eletricidade por meios renováveis (hidroeletricida-

de, energia solar e eólica, por exemplo). Também há muito espaço para melhorar a eficiência no uso de energia nas indústrias e no setor de transporte, com automóveis mais eficientes e transporte público de massa nos grandes centros urbanos. É importante mencionar que já existe tecnologia para dobrar a eficiência de motores de combustão interna, como o dos automóveis.

Todavia, nem no Brasil nem em termos globais temos ainda políticas públicas efetivas para a implementação da necessária redução de emissões. A crise econômica global, que está se estendendo há vários anos, dificulta a implantação de economias de baixo carbono, mas, se quisermos uma economia sustentável a médio e longo prazo, não há outro caminho. O que na verdade está faltando é um sistema de governança global que possa gerenciar uma economia globalizada, seguindo os interesses não de grupos, países ou setores econômicos individuais, mas do planeta como um todo. Essa governança global é essencial para que um novo acordo climático seja implementado eficazmente.

Neste dossiê da *Revista USP*, abordamos alguns aspectos recentes da questão das mudanças climáticas globais. Os artigos lidam com a questão dos extremos climáticos, do papel dos oceanos regulando o clima de nosso planeta, da evolução dos modelos climáticos, do futuro climático do Brasil, do papel do vapor de água no clima da Terra e da introdução de uma nova era geológica, o Antropoceno.

Paulo Artaxo



Uma nova era geológica em nosso planeta: o Antropoceno?

Paulo Artaxo

RESUMO

Nosso planeta seguiu uma evolução determinada pelas forças geológicas desde sua origem, há cerca de 4,5 bilhões de anos. Ao longo dessa jornada, passou por transformações significativas em sua crosta e atmosfera. Com o início da Revolução Industrial, na segunda metade do século XVIII, um novo agente de mudança se somou às transformações geológicas. O rápido crescimento populacional – somos 7,3 bilhões de habitantes hoje, e seremos cerca de 10 bilhões em 2050 –, associado ao uso excessivo de recursos naturais, fez com que muitos indicadores de saúde da Terra saíssem da região segura. A partir de 1950, o desenvolvimento humano e suas implicações no ecossistema terrestre crescem exponencialmente. Atualmente, uma grande fração das áreas continentais sem gelo é ocupada por atividades humanas como agricultura e urbanização, entre outras.

Palavras-chave: mudanças globais; mudanças climáticas; poluição atmosférica; gases de efeito estufa; eras geológicas.

ABSTRACT

Our planet has followed an evolutionary path determined by geological forces since its origin about 4.5 billion years ago. Throughout its evolution, the Earth has undergone significant changes in its crust and atmosphere. With the onset of the Industrial Revolution around 1750, a new agent of change has been added to the geological transformations. Rapid population growth (we are 7.3 billion people today, and we will be about 10 billion in 2050) associated with the excessive use of natural resources has brought several of the health indicators of our planet outside safe boundaries. Especially after 1950, human development and its implications on terrestrial ecosystem have grown exponentially. Currently, a large fraction of the continental areas without ice is occupied for human activities such as agriculture, grazing pastures, and urbanization, among others.

Keywords: *global changes; climate changes; air pollution; greenhouse gases; geological eras.*

ATerra seguiu uma evolução determinada pelas forças geológicas desde sua origem, há cerca de 4,5 bilhões de anos. Ao longo dessa jornada, passou por transformações significativas em sua crosta e atmosfera. Nos últimos 3 bilhões de anos, a vida floresceu em nosso planeta de modo lento, inicialmente. Uma espécie peculiar apareceu há 200 mil anos e evoluiu a ponto de desenvolver a civilização que temos hoje. A dominação dessa espécie humana está sendo de tal modo importante que está influenciando algumas componentes críticas do funcionamento básico do sistema terrestre. Entre elas, o clima e a composição da atmosfera. Apesar de sermos uma única espécie entre os estimados 10 a 14 milhões de espécies atuais, e de estarmos habitando a Terra muito recentemente, nos últimos séculos estamos alterando profundamente a face de nosso planeta. O desenvolvimento da agricultura e o início da Revolução Industrial levaram a um explosivo crescimento populacional, que hoje atinge 7,3 bilhões de seres humanos. Éramos cerca de 700 milhões em 1750, no início da Revolução Industrial e, somente no século XX, a população humana cresceu de 1,65 para 6 bilhões. Tal crescimento populacional fez pressões importantes sobre os recursos naturais do planeta. A necessidade crescente de fornecimento de alimentos, água, energia e mais recentemente de bens de consumo em geral está transformando a face da Terra.

O período geológico chamado de Holoceno, que se iniciou há 11.700 anos e continua até o presente, tem sido uma época relativamente estável do ponto de vista climático (Crutzen, 2002). Desde os anos 80, alguns pesquisadores começaram a definir o termo Antropoceno como uma época em que os efeitos da humanidade estariam afetando globalmente nosso planeta. O prêmio Nobel de Química (1995) Paul Crutzen auxiliou na popularização do termo nos anos 2000, através de uma série de publicações discutindo o que seria essa nova era geológica da Terra (Crutzen, 2002) na qual a influência humana se mostra presente em algumas áreas, em parceria com as influências geológicas. A humanidade emerge como uma força significativa globalmente, capaz de interferir em processos críticos de nosso planeta, como a composição da atmosfera e outras propriedades.

A GRANDE ACELERAÇÃO NO USO DOS RECURSOS NATURAIS DE NOSSO PLANETA

Humanos sempre afetaram o meio ambiente em que viveram, mas os impactos até certo tempo atrás eram locais ou regionais. Redman (1999) analisou o impacto histórico da agricultura, par-

PAULO ARTAXO é professor do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.

ticularmente nos continentes europeu e asiático, e mostrou efeitos ambientais importantes muitos séculos antes da Revolução Industrial. As atividades socioeconômicas na Terra cresceram de modo significativo ao longo dos últimos 200 anos (Steffen et al., 2015) e hoje estão sendo comparadas às forças geofísicas que dão forma a nosso planeta. Nas últimas décadas, o conceito de sustentabilidade ambiental foi se desenvolvendo, e uma ciência emergiu discutindo os aspectos da análise do sistema terrestre para a sustentabilidade (Schellnhuber et al., 2004; Steffen et al., 2007).

Com o desenvolvimento das máquinas a vapor e, posteriormente, dos motores a combustão interna, o uso de combustíveis fósseis (inicialmente carvão, depois petróleo e gás) cresceu exponencialmente, até esses se tornarem hoje responsáveis por 70% a 80% da energia total utilizada em nosso planeta. Isso levou ao aumento da concentração atmosférica de dióxido de carbono (CO₂), que passou de cerca de 280 ppm, na era pré-industrial, para uma concentração média

de 399 ppm, em 2015. Essa alta concentração não foi observada ao longo dos últimos 800 mil anos, pelo menos. O aumento nas concentrações de metano (CH₄), óxido nitroso (N₂O), ozônio (O₃) e outros gases de efeito estufa também foi muito significativo. As alterações no albedo da superfície terrestre, que quantifica a refletividade do solo associada com mudanças de uso do solo, também foram grandes. A concentração de partículas de aerossóis atmosféricos também afeta fortemente o balanço de radiação terrestre através do efeito radiativo direto dos aerossóis bem como de seu efeito na alteração das propriedades e desenvolvimento de nuvens.

A Figura 1 ilustra a aceleração no uso dos recursos naturais em nosso planeta mostrada como tendência nos indicadores socioeconômicos das atividades humanas desde o início da Revolução Industrial em 1750 até 2010. A parte direita da figura mostra a resposta do sistema terrestre no mesmo período. Observamos um crescimento exponencial na maioria das variáveis.



Fonte: adaptada de IGBP, 2015 e de Steffen et al., 2015b.

OS LIMITES PLANETÁRIOS

Uma intensa discussão científica ao longo dos últimos anos envolve o conceito de “limites planetários seguros” (“*planetary boundaries*”), que trata da questão da sustentabilidade ambiental global. Esse conceito discute os limites operacionais seguros para a humanidade em relação a questões críticas decorrentes da ocupação humana na Terra. Rockström et al. (2009a, 2009b) iniciaram esse debate com dois artigos que geraram polêmica, enquanto, recentemente, Steffen et al. (2015) revisaram o quadro dos limites planetários. Nesses trabalhos, tais limites planetários seguros foram avaliados para nove parâmetros relevantes:

- 1) mudanças climáticas;
- 2) perda de ozônio estratosférico;
- 3) acidificação dos oceanos;
- 4) ciclos biogeoquímicos de nitrogênio e fósforo;
- 5) mudanças na integridade da biosfera associadas à perda de biodiversidade;
- 6) mudanças no uso do solo;
- 7) uso de recursos hídricos;
- 8) carga de partículas de aerossóis na atmosfera;
- 9) introdução de entidades novas e poluição química.

A questão em discussão envolve a forte interatividade entre esses parâmetros devido à integração dos processos que governam nosso planeta.

Mudanças climáticas

Atualmente, não há mais dúvidas de que a composição da atmosfera está mudando devido às emissões de gases e aerossóis causadas pelas atividades antrópicas. Os limites relativos às mudanças climáticas foram amplamente discutidos nas últimas reuniões das Conferências das Partes (COPs) da United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC), que ocorreram em Lima, Varsóvia, Doha, Durban, Cancún e Copenhague. A próxima COP será em Paris, em dezembro de 2015, onde se espera que um acordo climático global que limite a emissão de gases de efeito estufa seja assinado.

Hoje, as atividades humanas emitem para a atmosfera cerca de 9,3 PgC por ano (1 PgC corresponde a 1 bilhão de toneladas de carbono), causando um aumento da concentração atmosférica de CO₂ de 2 ppm (partes por milhão) por ano (Forster et al., 2007). Desde 1850, as concentrações de CO₂ aumentaram em 40%, as de CH₄, em 158%, e as de N₂O, em 20%. Há certo consenso em tentar limitar o aumento médio da temperatura global em 2 graus centígrados a partir do nível pré-industrial. O “limite” de 2 graus centígrados foi assumido levando em conta aspectos científicos e políticos. Os aspectos científicos foram baseados nas projeções do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, na sigla em inglês), que ponderam os possíveis danos aos ecossistemas, o aumento médio do nível do mar e outras variáveis *versus* o que é possível ser feito a curto e médio prazo em termos de redução de emissões de gases de efeito estufa.

Esse “limite” de 2 graus centígrados inclui danos importantes em vários aspectos das mudanças globais e não pode ser considerado “seguro” (Richardson et al., 2009). O limiar foi estruturado sem que se levasse em conta possíveis mudanças não lineares, irreversíveis ou abruptas no sistema climático terrestre, tais como desestabilização da capa de gelo da Groenlândia ou Antártica, ou alterações na circulação termohalina. Atualmente, a forçante radiativa está em 2,29 w/m² (IPCC, 2013; Boucher et al., 2013) e a concentração de CO₂ próxima a 400 ppm. O sistema climático está saindo dos valores típicos do Holoceno, com um aumento médio já observado de 1 grau centígrado, em média, desde 1750 (IPCC, 2013). Uma maneira de definir o limite para mudança climática é através da forçante radiativa global ou da concentração de CO₂ atmosférica. Steffen et al. (2015) propõem uma concentração máxima de 350 ppm de CO₂ e uma forçante radiativa de 1 w/m² relativa à era pré-industrial.

Todavia, é importante frisar que não temos evidências científicas seguras de que, limitando as concentrações de CO₂ em 350 ppm, evitaríamos o colapso das camadas de gelo polares, pois ainda não há uma compreensão completa da ciclagem de carbono global. Teríamos também que

reduzir as emissões dos demais gases de efeito estufa, tais como CH_4 , N_2O e O_3 . Esses limites propostos (CO_2 em 350 ppm ou forçante radiativa em 1 w/m^2) já foram excedidos, o que tem levado a um aumento de intensidade e frequência nos eventos climáticos extremos, como secas, furacões e chuvas intensas.

Perdas de ozônio estratosférico

O ozônio naturalmente presente na estratosfera filtra a radiação ultravioleta solar que incide sobre a superfície terrestre. Uma combinação de aumento na concentração de substâncias feitas pelo homem, os clorofluorcarbonos com cristais de gelo em nuvens estratosféricas, destrói parcialmente as moléculas protetoras de ozônio na estratosfera. Essa radiação ultravioleta em excesso causa danos no DNA de todos os seres vivos expostos a ela. É difícil estimar o dano de DNA aceitável, pois seus efeitos dependem dos organismos, da cobertura de nuvens e de outros aspectos. Valores limites da ordem de 5% de decréscimo na coluna de ozônio estratosférico com relação aos valores de 1964-80 foram considerados como limite possível em Rockström et al. (2009), enquanto Steffen et al. (2015) recomendam um limite de concentração de coluna de O_3 de 275 DU (Dobson Units). Contudo, temos que admitir que ambos os valores são arbitrários. Observamos também que ações tomadas pela implementação do Protocolo de Montreal estão limitando a redução do ozônio estratosférico, e até uma certa recuperação da camada de ozônio tem sido observada em algumas regiões.

Acidificação dos oceanos

O aumento da concentração atmosférica de CO_2 e sua parcial solubilidade na alcalina água do mar levam a uma absorção de CO_2 atmosférico pelos oceanos. Cerca de 33% das emissões atmosféricas humanas de CO_2 atualmente são absorvidas pelos oceanos através da sua dissolução na água do mar e absorção de carbono pela biota marinha. A pressão parcial de CO_2 na coluna de água do mar aumentou significativamente nas últimas décadas, e esse composto químico, combinado com a água

do mar, forma compostos ácidos que aumentam a acidez dos oceanos. Nos últimos 200 anos, a acidez dos oceanos (medida pela concentração de íons H^+) aumentou cerca de 30%, em média, enquanto a concentração de carbonatos caiu 16% desde a era pré-industrial. Muitos animais marinhos são sensíveis a alterações da acidez oceânica, pois eles secretam carbonato de cálcio na forma de aragonita e calcita, que se dissolvem em meio mais ácido. Os corais e o plâncton marinho também são particularmente sensíveis ao aumento da acidez.

Como a cadeia alimentar oceânica é muito complexa e interdependente, essas alterações afetam toda a biota marinha. Além do aquecimento oceânico, a eutroficação (excesso de nutrientes causado por uso excessivo de fertilizantes) coloca uma grande pressão nos ecossistemas marinhos. A definição dos limites, nesse caso, é particularmente difícil, mas definida como sendo uma diminuição no estado de saturação de aragonita de 80% do valor pré-industrial.

Ciclos biogeoquímicos de nitrogênio e fósforo

A utilização em larga escala de fertilizantes permitiu o aumento da produtividade agrícola nos últimos séculos, mas o excesso na utilização de nitrogênio (N) e fósforo (P) faz com que a quantidade adicionada pelas atividades agrícolas hoje seja maior do que a ciclagem natural desses elementos. A eutrofização causada por esses elementos em excesso pode levar ecossistemas aquáticos e marinhos a alterar de modo não linear o funcionamento de sistemas terrestres, aquáticos e marinhos. O uso total atual de P em fertilizantes utilizados na agricultura é de 14,3 Tg por ano. O excesso de P nos oceanos pode levar a eventos anóxicos, removendo oxigênio e afetando de modo drástico a vida oceânica. Baseado na razão de N/P e na prevenção de eutrofização de ecossistemas aquáticos, estima-se que os limites de uso de fósforo sejam da ordem de 6,2 Tg por ano e de nitrogênio, de 73 Tg por ano. Temos evidências de que a deposição de aerossóis está tendo efeitos sobre a ciclagem de nutrientes mesmo na Amazônia, uma região ainda relativamente não perturbada por ações antrópicas (Artaxo et al., 2013, 2014).

Mudanças na integridade da biosfera associadas à perda de biodiversidade

A diversidade genética fornece a capacidade em longo prazo de a vida em nosso planeta se adaptar a mudanças abióticas tais como temperatura, salinidade, radiação e outros fatores. A perda da biodiversidade afeta negativamente o sistema terrestre, aumentando a vulnerabilidade de ecossistemas terrestres e marinhos a mudanças no clima e na acidez oceânica, entre outros efeitos. Ao longo dos últimos séculos, muitas espécies foram extintas devido ao impacto humano tanto nos ecossistemas terrestres como nos oceanos. É possível a construção de um índice de integridade biológica que indique mudanças na população de espécies como resultado da ação humana. Uma possível medida é a perda de variabilidade de espécies filogenéticas (Mace et al., 2014; Helmus et al., 2007).

Em princípio, o limite às mudanças na integridade da biosfera deveria ser colocado a um valor próximo da razão de perda da biodiversidade ao longo do Holoceno, mas essa razão não é conhecida. Estima-se que esse limite possa ser definido como a extinção de 10 espécies por milhão de espécies por ano. Outra possível abordagem seria definir um índice tal como o Biodiversity Intactness Index (BII), que indica a mudança na biodiversidade advinda de impactos humanos, tais como mudanças de uso de solo, acidez oceânica, etc. A abundância na era pré-industrial poderia

ser utilizada como referência. Estudos realizados em várias áreas indicam que esse índice varia de 69% a 91% (Scholes & Biggs, 2005). Um limite preliminar de 90% foi estimado para esse índice após uma análise de vários trabalhos recentes. Entretanto, as incertezas na área são significativas, já que as interações entre as espécies e os ecossistemas são enormes. Também existem fortes efeitos não lineares entre a extinção de espécies e as mudanças ambientais globais, que ainda não são completamente compreendidos. Algumas espécies têm maior capacidade de adaptação do que outras.

Mudanças no uso do solo

Todos os biomas terrestres sofreram importantes mudanças no uso do solo, incluindo florestas, savanas, tundras, etc. Os avanços na agricultura nos últimos séculos fazem com que hoje tenhamos cerca de 12% da área do planeta dedicada a cultivos (Foley et al., 2005). O caso de mudanças no uso de solo é importante, pois está fortemente associado à produção de alimentos e influencia outros limites, tais como biodiversidade, uso de água, clima e outras variáveis. Mudanças no uso do solo alteram o albedo da superfície terrestre, através, por exemplo, da retirada de florestas e da implementação de pastagens ou cultivos, e as estimativas são de uma forçante radiativa de $-0,15 \text{ w/m}^2$ de 1750 a 2011. Esse efeito é de resfriamento do planeta, pois uma floresta absorve mais radiação solar do que uma área de pastagem, que é mais escura.



Na pastagem, uma fração maior da radiação solar é refletida ao espaço. O limite para o uso do solo pode ser estruturado lembrando-se que sua ligação com a produção de alimentos é forte, e que a eficiência de produção de alimentos por hectare é muito grande em nosso planeta. Esforços são feitos para aumentar a produtividade agrícola, intensificando sistemas agropecuários nas áreas mais férteis, mantendo florestas essenciais para o funcionamento do ecossistema terrestre preservadas, e mantendo solos que são ricos em carbono em sua condição a menos perturbada possível. É proposto um limite de 15% da área global sem gelo para uso da humanidade. Estamos em 12% atualmente, e isso permite uma ampliação de 3% da área agricultável em nosso planeta, que deve ser realizada em conjunto com o aumento da produtividade agrícola global.

Uso de recursos hídricos

Água é um recurso natural essencial para os seres humanos, a biota e os ecossistemas. Mesmo sendo um bem essencial, a água não é distribuída equitativamente em nosso planeta, com fortes variações sazonais e decadais, e em várias regiões se tornou um bem precioso e escasso. A questão do uso da água tem aspectos regionais e locais que a faz difícil de ser caracterizada globalmente. Cada bacia hidrográfica tem os seus próprios limites de exploração e suas características, que variam sazonalmente e com fortes alterações decadais. Algumas bacias hidrográficas, como as do Rio Nilo, na África, Rio Amarelo, na China, Rio Colorado, nos Estados Unidos e México, e outras, estão sofrendo poluição excessiva, forte competição por uso de água e degradação do ecossistema.

O uso de água para agricultura visando à produção de alimentos é uma das maiores pressões na maior parte das bacias hidrográficas afetadas, mas a água é também essencial para manutenção de florestas, manutenção da biodiversidade e sequestro de carbono, entre outras questões. Em muitas áreas densamente ocupadas, o uso de água excedeu a capacidade de recarga, comprometendo a qualidade e o fluxo necessários. Em outras áreas, onde temos muita água, como na Amazônia, aspectos climáticos e logísticos limitam o seu uso

para agricultura e outras atividades. A manipulação global de recursos aquáticos afeta a produção de alimentos, a biodiversidade, o clima e o funcionamento ecológico, a segurança hídrica, etc. Em geral, separamos a água em três componentes: 1) a chamada “água azul”, que consiste em rios, lagos e água subterrânea; 2) a “água verde”, que é armazenada no solo como umidade; 3) os chamados “fluxos de água verde”, que são o transporte de umidade pela atmosfera.

Estimativas indicam que 90% dos fluxos de água verde são necessários para manter os serviços dos ecossistemas, enquanto de 20% a 50% da água azul é necessária para manter o sistema hídrico de lagos e rios em funcionamento. O fluxo de água verde influencia a quantidade de água azul através do transporte da umidade de chuvas. É estimado que o uso de aproximadamente 4.000 km³ por ano de água seja um limite para a humanidade, para que se possa evitar o colapso de bacias hidrográficas importantes. Atualmente, a humanidade usa cerca de 2.600 km³ por ano, o que indica que temos um certo espaço de crescimento, mas a pressão por recursos aquáticos está aumentando significativamente, principalmente no setor da agricultura e no fornecimento à população urbana global. Estima-se que o uso de água verde na agricultura seja hoje de 5.000 km³ por ano, e tenha que aumentar 50% em 2030 para fornecer segurança alimentar ao nosso planeta (Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture, 2007).

Carga de partículas de aerossóis na atmosfera

Além do aumento de emissões de gases de efeito estufa, também observamos um forte aumento de emissões de partículas de aerossóis que afetam uma série de processos atmosféricos (Forster et al., 2007). As partículas de aerossóis têm fortes efeitos no balanço radiativo terrestre, como resfriamento atmosférico pelo espalhamento da radiação solar, tendo uma forçante radiativa negativa (de resfriamento do clima) estimada em -0,82 w/m². Parte dessa componente é devida aos efeitos do aerossol antropogênico nos mecanismos de produção e desenvolvimento de nuvens, o chamado efeito indi-

reto dos aerossóis no clima, que, na região amazônica, é particularmente intenso com as alterações atmosféricas causadas por emissões de queimadas (Andreae et al., 2004).

As partículas de aerossóis têm também um forte efeito negativo na saúde da população, sendo responsáveis por um número estimado de 7,2 milhões de mortes por ano (WHO, 2012). Os aerossóis afetam o funcionamento do sistema climático global de muitas maneiras (Boucher et al., 2013), e uma maneira de medir a carga de aerossóis na atmosfera é através da espessura óptica de aerossóis (AOD), que mede a quantidade total de partículas de aerossóis na coluna atmosférica. O valor de *background* global é uma AOD de 0,15. A média anual global atual é de 0,30, e o valor na Amazônia durante a estação chuvosa é de 0,10 (Sena et al., 2013). Está sendo proposto como limite para a carga de aerossóis na atmosfera uma AOD de 0,25.

Introdução de entidades

novas e poluição química

Um grande número de novas substâncias é desenvolvido a cada ano, e em geral seus impactos ambientais só vão ser conhecidos muitos anos depois de serem utilizados. Novos compostos químicos, novos materiais e novos organismos não existentes em nosso planeta, bem como metais pesados e poluentes orgânicos persistentes mobilizados pela ação do homem, podem se tornar uma ameaça à sustentabilidade da Terra. Esses riscos foram observados quando os CFCs (clorofluorcarbonos) foram introduzidos no ambiente global como gases refrigerantes ou de uso industrial, e posteriormente descobriu-se que causavam danos à camada de ozônio estratosférico. Atualmente, mais de 100 mil substâncias químicas são produzidas pelas atividades industriais, e seus efeitos físico-químicos são em larga escala não avaliados propriamente, o que constitui um risco potencial.

A toxicidade da maior parte desses compostos é desconhecida. Poluição química pode afetar a biodiversidade, como, por exemplo, a emissão de mercúrio na queima de carvão ou a emissão industrial de poluentes orgânicos persistentes (POPs). Muitos compostos são neurotóxicos e mutagêni-

cos, tais como metil mercúrio, chumbo, arsênico, PCBs, benzeno, tolueno, e muitos outros. As lições das emissões de DDT, dioxinas, pesticidas e outros compostos no meio ambiente mostram a necessidade de desenvolver melhores protocolos de proteção ao nosso planeta. Não existe ainda um sistema global que avalie os riscos de poluição química em larga escala, o que é fundamental para que a sociedade saiba como mitigar as emissões potencialmente perigosas ao meio ambiente e à vida no planeta.

OS LIMITES PLANETÁRIOS E ONDE ESTAMOS ATUALMENTE

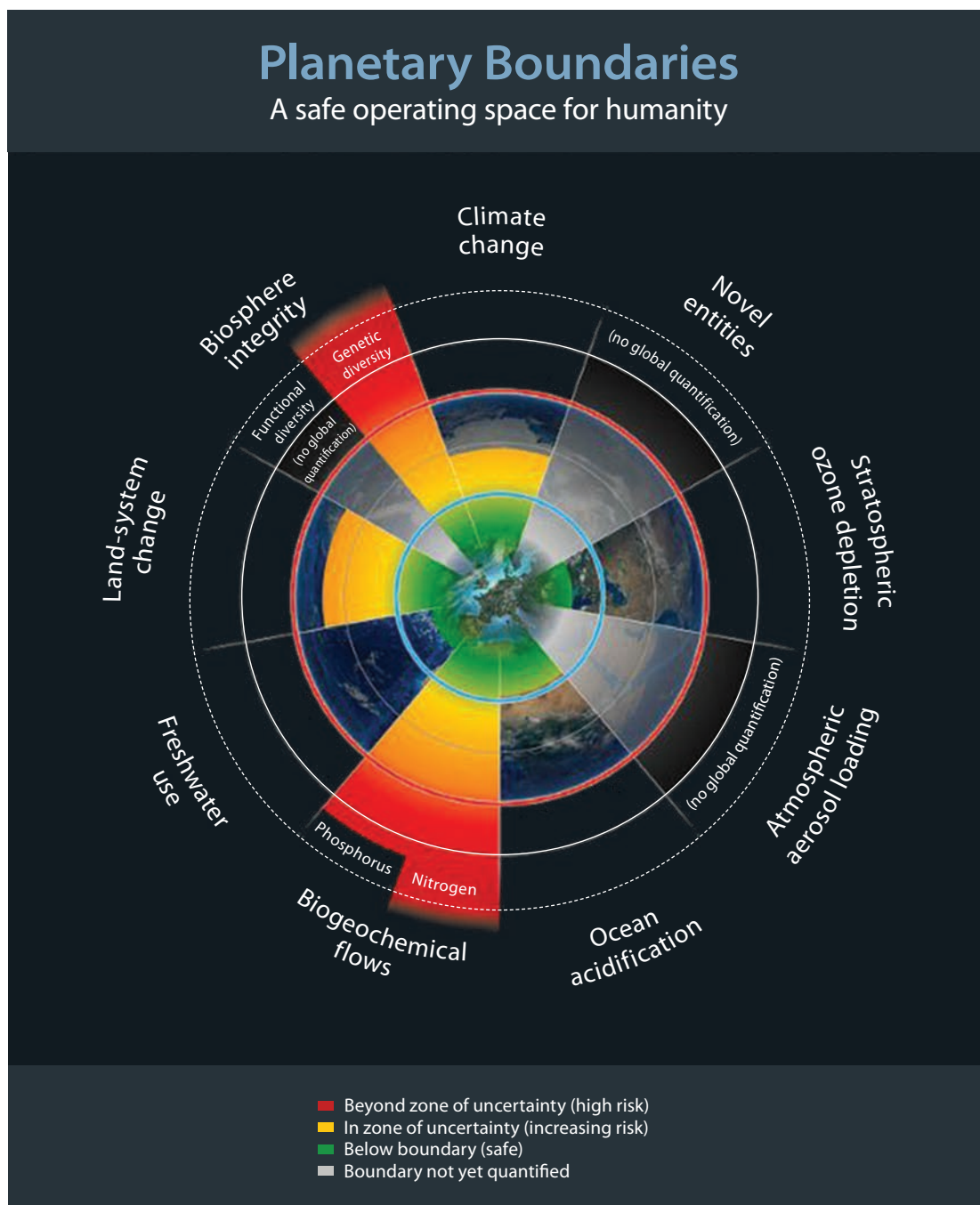
Onde nos situamos diante de todas essas questões de nosso planeta? Essa questão da definição dos limites planetários e a nossa atual colocação foram discutidas em várias publicações, como, por exemplo, em Running (2012) e Steffen et al. (2015). Uma dificuldade na quantificação está no fato de que os limites nas nove questões ambientais globais são interconectados. O planeta atua como entidade integrada e única, com interconexões em praticamente todas as áreas de risco. A Figura 2 ilustra um diagrama dos limites planetários com uma qualificação de onde estamos atualmente em cada aspecto discutido. Já ultrapassamos os limites na perda de biodiversidade, adição de nitrogênio e fósforo, e estamos nos aproximando dos limites nas áreas de mudanças climáticas e mudança de uso do solo. Três processos nos quais ainda não é possível quantificar adequadamente são mostrados em cinza: carga de aerossóis atmosféricos, perda de biodiversidade funcional e novos riscos, tais como poluição química. Esses limites e a avaliação de sua posição atual são uma primeira indicação, e deverão ser aprimorados conforme a ciência avança.

A discussão dos limites seguros de nosso planeta mostra que existe a possibilidade de que, ultrapassando os limites físicos de nosso planeta, podemos desestabilizar o relativamente estável clima que tivemos no Holoceno. Dois dos limites, mudanças climáticas e integridade da biosfera, estão em situação tão crítica que necessitam de medidas urgentes para a estabilização

das condições de sustentabilidade na Terra. As pressões sociais, econômicas e ambientais vão aumentar nas próximas décadas, e precisamos urgentemente de um sistema de governança glo-

bal para superar esses desafios. Essa tarefa pode demorar muitas décadas, por isso precisamos iniciar esse processo o mais rápido possível. O tempo corre contra a humanidade.

FIGURA 2



Estimativa da posição atual dos limites planetários desde a época pré-industrial até a atualidade. A área verde é considerada segura, no espaço operacional terrestre; a área em amarelo indica a entrada na zona de incerteza; e a área em vermelho é a região de alto risco. As variáveis de controle foram normalizadas para comparação. Três processos que ainda não é possível quantificar adequadamente são mostrados em cinza: carga de aerossóis atmosféricos, perda de biodiversidade funcional e novos riscos, tais como poluição química
 Fonte: Steffen et al. (2015a). Disponível em: <https://agenda.weforum.org/wp-content/uploads/2015/01/slika2.jpg>. Discutido em Rockström et al. (2009) e Steffen et al. (2015a, 2015b)

BIBLIOGRAFIA

- ANDREAE, M. O. et al. "Smoking Rain Clouds Over the Amazon", in *Science* 303, 2004, pp. 1.337-42.
- ARTAXO, P. et al. "Atmospheric Aerosols in Amazonia and Land Use Change: from Natural Biogenic to Biomass Burning Conditions", in *Faraday Discussions*, 165, 2013, pp. 203-35.
- ARTAXO, P. et al. "Perspectivas de Pesquisas na Relação entre Clima e o Funcionamento da Floresta Amazônica", in *Ciência e Cultura*, ISSN 2317-6660, v. 66, n. 3, 2014, pp. 41-6.
- BOUCHER, O. et al. "Clouds and Aerosols", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by T. F. Stocker et al. United Kingdom/New York, Cambridge University Press, Cambridge, 2013.
- COMPREHENSIVE Assessment of Water Management in Agriculture. *Water for Food, Water for Life: a Comprehensive Assessment of Water Management in Agriculture*. London, Earthscan and International Water Management Institute, 2007.
- CRUTZEN, P. J. "Geology of Mankind", in *Nature*, 415, 23, 2002.
- FOLEY, J. A. et al. "Global Consequences of Land Use", in *Science* 309, 2005, pp. 570-4.
- FORSTER, P. et al. "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*. Edited by S. Solomon et al. Cambridge, Cambridge University Press, 2007.
- HELMUS, M. R. et al. "Phylogenetic Measures of Biodiversity", in *Am. Nat.*, v. 169, n. 3, 2007, pp. E68-E83.
- IGBP – International Geosphere-Biosphere Programme. Great Acceleration. Disponível em: <http://www.igbp.net/globalchange/greatacceleration.4.1b8ae20512db692f2a680001630.html>. Acesso em: 20/2/2015.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. Special report of Working Groups I and II of the IPCC. Edited by C. B. Field et al. Cambridge, Cambridge University Press, 2012.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Summary for Policymakers*. Prepared by L. Alexander et al. IPCC Secretariat, Geneva, Switzerland, 2013.
- MACE, G. M. et al. "Approaches to Defining a Planetary Boundary for Biodiversity", in *Glob. Environ. Change*, 28, 2014, pp. 289-97.
- REDMAN, C. L. *Human Impact on Ancient Environments*. Tucson, AZ, University of Arizona Press, 1999, 239 pp.
- RICHARDSON, K. et al. "Synthesis Report. Climate Change: Global Risks, Challenges & Decisions", in *Summary of the Copenhagen Climate Change Congress*, 10-12 March 2009. Copenhagen, University of Copenhagen, 2009.
- ROCKSTRÖM, J. et al. "A Safe Operating Space for Humanity", in *Nature*, 461, 2009, pp. 472-5.
- ROCKSTRÖM, J. et al. "Planetary Boundaries: Exploring the Safe Operating Space for Humanity", in *Ecol. Soc.*, 14, 32, 2009.

- RUNNING, S. W. "A Measurable Planetary Boundary for the Biosphere", in *Science*, 337, 2012, pp. 1.458-9.
- SHELLNHUBER, Hans-Joachim et al. *Earth System Analysis for Sustainability*. Dahlem Workshop Report, 2004.
- SCHOLLES, R. J.; BIGGS, R. "A Biodiversity Intactness Index", in *Nature*, 434, 2005, pp. 45-9.
- SENA, E. T.; ARTAXO, P.; CORREIA, A. L. "Spatial Variability of the Direct Radiative Forcing of Biomass Burning Aerosols and the Effects of Land Use Change in Amazonia", in *Atmospheric Chemistry and Physics*, 13, 2013, pp. 1.261-75.
- STEFFEN, W. et al. *Global Change and the Earth System: A Planet Under Pressure*. The IGBP Book Series, Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, 2004.
- STEFFEN, W.; CRUTZEN, J.; MCNEILL, J. R. "The Anthropocene: Are Humans now Overwhelming the Great Forces of Nature?", in *Ambio*, v. 36, n. 8, 2007, pp. 614-21.
- STEFFEN, W. et al. "Planetary Boundaries: Guiding Human Development on a Changing Planet", in *Science*, v. 347, 2015a, pp. 736-46.
- STEFFEN, W. et al. "The Trajectory of the Anthropocene: The Great Acceleration", in *The Anthropocene Review*, 1-18, 2015b.
- WHO – World Health Organization. Burden of Disease from the Joint Effects of Household and Ambient Air Pollution for 2012. http://www.who.int/phe/health_topics/outdoorair/databases/AAP_BoD_results_March2014.pdf.



O futuro clima do Brasil

José A. Marengo

RESUMO

Eventos climáticos extremos recentes, como as enchentes na Bacia do Rio Madeira em 2014 e as secas atuais no Nordeste e no Sudeste do Brasil, e os seus impactos na segurança energética, hídrica e alimentar mostram que o Brasil é vulnerável aos extremos da variabilidade de clima. Como esses extremos são associados à variabilidade natural do clima, existem evidências de que eles seriam mais intensos e frequentes num futuro clima mais quente, e de que as atividades antrópicas podem também ter uma participação significativa no processo de aquecimento global.

Palavras-chave: mudanças climáticas; impactos; vulnerabilidade; Brasil; modelagem.

ABSTRACT

Recent extreme climate events such as the Rio Madeira flooding in 2014 and the current drought in Northeastern and in Southeastern Brazil, and their impacts on energy, food and water security, show that Brazil is vulnerable to extremes in climate variability. As these extremes are associated with natural climate variability, there are evidences that they would be more intense and frequent in a warmer future climate, and that human activities can also have a significant role in this process of global warming.

Keywords: climate change; impacts; vulnerability; Brazil; modeling.

VARIAÇÕES E MUDANÇAS DE CLIMA GLOBAIS E NO BRASIL

No Brasil, ao se analisar o histórico de ocorrência de eventos climáticos extremos, observou-se que nos últimos 30 anos tem aumentado a frequência de chuvas fortes no verão e no inverno do Sul e do Sudeste. Também, nesse período, ocorreram as grandes secas históricas experimentadas pela Amazônia em 2005 e 2010 e, na mesma região, as enchentes de 2009, 2012 e 2014. No Nordeste, uma seca em 2012 que já entrou em 2015 e, no Sudeste, temos a grande seca de 2014-15, a pior dos últimos 80 anos, vem afetando a segurança hídrica e energética de São Paulo e Rio de Janeiro e gerando restrições de água para a população da região metropolitana de São Paulo. Segundo a Organização Meteorológica Mundial, no Brasil, o Sudeste registrou no ano passado temperaturas de 1°C a 2°C superior à média entre os anos 1961 e 1990. Como esses extremos são associados à variabilidade natural do clima, existem evidências, porém ainda fracas, de que eles seriam mais intensos e frequentes num futuro clima mais quente.

O aquecimento global começou a ser foco da atenção mundial a partir de 1988, data de fundação do Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, na sigla em inglês), que, desde então, produz relatórios científicos para melhorar o conhecimento sobre as mudanças climáticas. No quinto relatório, liberado em

2013 e 2014, o IPCC AR5 (IPCC, 2013; IPCC, 2014), o diagnóstico é alarmante: o aquecimento global é uma realidade, observando-se um aumento na temperatura da ordem de 0,9°C desde 1850. O IPCC AR5 atribui o aquecimento global observado nos últimos 50 anos às atividades humanas, com 95% de certeza. O ano de 2014 superou o de 2010 e é o mais quente já registrado desde 1880. Além disso, desde 1976 a temperatura global está acima da média histórica do século XX. Em São Paulo, a estação meteorológica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), que funciona há mais de 60 anos, registrou a maior temperatura da história no dia 17 de outubro de 2014, marcando 37,2°C. Segundo o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas – PBMC (2014a, b), foram observadas tendências de aumento da precipitação anual no Sudeste e Sul do Brasil (0,6 mm dia por 50 anos durante 1950-2008). O aquecimento foi detectado em toda a América do Sul, incluindo o Brasil (variando de 0,7°C até 1°C por 40 anos, desde meados dos anos 1970).

O relatório especial de extremos do IPCC, o SREX (IPCC, 2012), sugere que vai haver grande irregularidade de chuvas na América do Sul, sendo que extremos de chuva mais intensa

JOSÉ A. MARENGO é pesquisador sênior do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden).

podem ser mais frequentes na Bacia do Prata, assim como períodos secos mais longos separando dias muito chuvosos na Amazônia e no Sudeste até finais do século XXI. Para o Nordeste e a Amazônia se projeta maior frequência de períodos secos mais intensos e longos, podendo virar secas sazonais. Os relatórios do PBMC e do IPCC mencionam a influência antrópica sobre o sistema climático, porém afirmar qual porcentagem da variação é natural e qual é condicionada pela ação antrópica é uma questão complicada.

OS RESULTADOS DO IPCC E DO PBMC PARA O BRASIL: FUTURO CLIMA DO PAÍS

Na escala nacional, seguindo os moldes do IPCC, foi criado em 2009 o Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC) como um organismo científico composto por 345 pesquisadores, para reunir, sintetizar e avaliar informações científicas sobre os impactos relevantes das mudanças climáticas no Brasil. Os resultados do primeiro Relatório de Avaliação Nacional do PBMC, publicado em 2013 (PBMC, 2014a, b), reforçam as projeções de aumento de temperatura e de frequência de eventos extremos apresentados pelo IPCC SREX e AR5.

As projeções dos cenários da mudança do clima para o século XXI foram derivadas dos vários modelos do clima global utilizados pelo IPCC e também por meio de *downscaling* de modelos globais usando modelos regionais de clima (ver PBMC, 2014a). Os primeiros cenários regionalizados de clima foram gerados pelo Inpe em 2007 usando o modelo Eta 50 km inserido no modelo global inglês HadAM3P para os cenários de emissão A2 (altas emissões de GEE) e B2 (baixas emissões de GEE). Posteriormente, novos cenários foram gerados pelo modelo regional RegCM3 com o modelo global HadAM3P. Em 2012, os cenários do Eta 40 km utilizaram o modelo acoplado HadCM3, e em 2014 os mais novos cenários foram gerados com o Eta 20 km inserido em três modelos globais: o HadGEM2 ES, o MIROC5 do Japão e o Modelo Brasileiro do Sistema Terrestre (BESM, na sigla em in-

glês), por meio dos novos cenários de emissão Representative Concentration Pathways (RCPs), usados no IPCC AR5, RCP4.5 e 8.5.

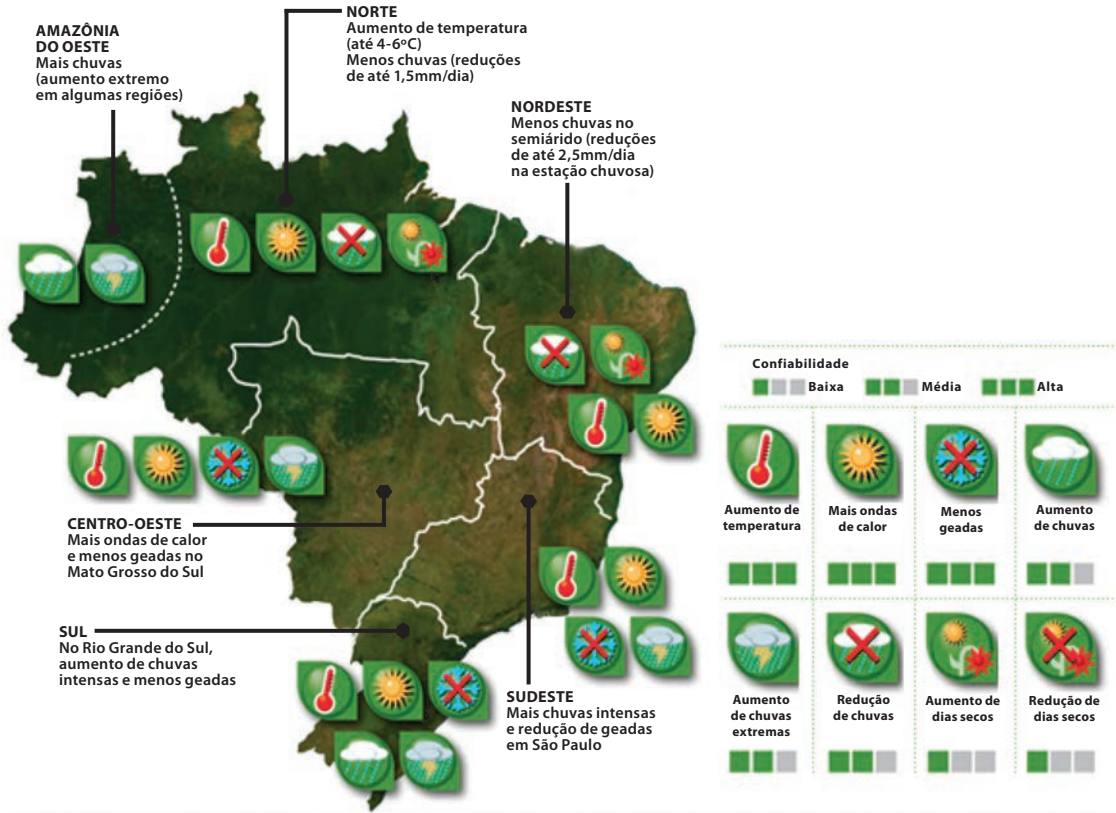
O fato de modelos de clima utilizarem diferentes representações físicas de processos, em uma grade de resolução relativamente baixa, introduz um certo grau de incerteza nesses cenários futuros da mudança do clima. Incertezas adicionais podem vir, e isso é extremamente significativo na avaliação da vulnerabilidade e dos impactos da mudança do clima, bem como na implementação de medidas de adaptação e de mitigação. Por exemplo, para a Bacia Amazônica, alguns modelos produziram climas mais chuvosos e outros climas relativamente mais secos; para o Nordeste do Brasil, alguns modelos sugeriram aumento da precipitação, enquanto a maioria indicou redução de chuvas.

Alguns dos resultados reportados no IPCC (2013; 2014) e no PBMC (2014a, b) afirmam que é muito provável que a temperatura suba em toda a América do Sul, com o maior aquecimento projetado para o sul da Amazônia. As áreas consideradas mais vulneráveis são notadamente a Amazônia e o Nordeste do Brasil. O aquecimento médio pode chegar a 5°C em 2100, no cenário A2, e 3°C no cenário B2, embora na Amazônia o aquecimento gradativo possa chegar, em 2100, a 7-8°C ou 4-6°C, respectivamente.

As incertezas sobre o comportamento futuro do clima são especialmente significativas no que se refere ao que acontecerá com o ciclo hidrológico, principalmente no hemisfério sul. Em relação às chuvas, porém, há incertezas, com estudos mostrando diferentes tendências para algumas regiões, apesar de, em outros, haver grande confiabilidade, como para a Região Sul do Brasil e a Bacia do Prata, onde as chuvas vão aumentar, e o leste da Amazônia e o Nordeste, onde haverá redução. As chuvas tendem a diminuir durante o século XXI, sendo as reduções mais intensas no Nordeste (2-2,5 mm/dia) e na Amazônia (1-1,5 mm/dia). Para todo o Brasil, as projeções indicam aumento da temperatura e de extremos de calor, bem como redução na frequência de geadas devido ao aumento da temperatura mínima, principalmente nos estados do Sudeste, Sul e Centro-Oeste, aumento dos extremos de chuva nas regiões

FIGURA 1

PROJEÇÕES DO CLIMA POR REGIÃO NO ANO, INDICANDO MUDANÇAS PROJETADAS E NÍVEIS DE CONFIANÇA



Fonte: Inpe; Margulis e Debeux, 2010

Sudeste e Sul e aumento na frequência e intensidade de dias secos consecutivos no leste da Amazônia e no Nordeste (Figura 1).

No Sul e no Sudeste, o aumento de extremos de precipitação pode ser associado ao aumento da frequência de desastres naturais, como chuvas intensas, deslizamentos e enchentes. Segundo o Atlas Brasileiro de Desastres Naturais (Ceped, 2012), tais eventos afetaram, entre 1991 e 2012, 96,2 milhões de brasileiros. Muitas dessas tragédias são deflagradas por extremos de clima. Episódios como inundações e estiagens mataram 2.475 pessoas nesse mesmo período. Considerando as projeções de clima avaliadas pelo IPCC e pelo PBMC, estima-se que, nos próximos anos, as tragédias devam ser intensificadas por conta das inexoráveis mudanças climáticas. Isso vai demandar maior preparação dos municípios para responder a desastres.

QUAIS SÃO OS IMPACTOS DAS MUDANÇAS DE CLIMA JÁ OBSERVADAS E PROJETADAS NO BRASIL E NA AMÉRICA DO SUL?

De acordo com o Sumário Técnico do Grupo de Trabalho 2 do IPCC AR5 (Magrin et al., 2014) e com o Relatório de Avaliação Nacional do Grupo de Trabalho 2 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas (PBMC, 2014b), os principais impactos adversos que poderão afetar o Brasil (sobretudo as regiões Centro-Oeste e Nordeste) no futuro em decorrência da mudança global do clima e que, portanto, irão requerer medidas de adaptação, são os seguintes:

- reduções significativas das áreas de florestas e matas nos estabelecimentos agrícolas;
- aumento das áreas de pastagens;
- possível favorecimento do plantio de cana-de-açúcar;
- redução do crescimento econômico;
- setores e regiões são impactados de forma *heterogênea*;
- agricultura e pecuária são os setores mais sensíveis às mudanças climáticas, mas outros setores também poderão ser negativamente afetados;
- a agricultura no semiárido depende da chuva que cai entre dezembro e março. Nos anos de estiagem prolongada, as comunidades de agricultores perdem até 90% de suas safras;
- “pecuarização” mais acentuada nas regiões rurais do Nordeste;
- aumento das desigualdades regionais;
- aumento das forças de expulsão populacional nas zonas rurais;
- pressão sobre demanda por serviços públicos em grandes aglomerações urbanas;
- aumento da pobreza;
- aumento na frequência e intensidade de eventos extremos tenderia a gerar impactos adversos sobre a produtividade e a produção de culturas agrícolas, com efeitos perversos sobre a segurança alimentar;
- chuvas intensas e inundações poderão impor custos crescentes às aglomerações urbanas;
- as condições de saúde humana no Brasil poderão ser severamente afetadas em razão, sobretudo, do histórico de doenças de veiculação hídrica, doenças transmitidas por vetores e doenças respiratórias;
- mudanças climáticas poderão se tornar potencializadoras das situações de risco, uma vez que tenderiam a intensificar a ocorrência de doenças tropicais, pobreza e desastres;
- vulnerabilidades associadas às mudanças climáticas no semiárido nordestino poderiam afetar, sobretudo, a disponibilidade de água, a subsistência regional e a saúde da população;
- as populações mais vulneráveis às mudanças climáticas seriam aquelas com menos recursos e menor capacidade de se adaptar, tais como os trabalhadores de baixa renda, principalmente os agricultores de subsistência na área do semiárido;
- os extremos da variabilidade climática (particularmente a seca) obrigam as populações a migrarem, o que poderia se agravar num futuro mais seco e quente na região, gerando ondas de refugiados ambientais do clima para as grandes cidades da região ou para outras regiões, aumentando os problemas sociais já presentes nas grandes cidades;
- a vulnerabilidade da economia às mudanças climáticas dos estados brasileiros em ambos os cenários de altas emissões (A1, A2) e baixas emissões (B1, B2) do IPCC AR4 sugere que a Região Centro-Oeste seria a que apresentaria maiores impactos nos custos, chegando a 4,5% do produto interno bruto (PIB) em 2050 no cenário B2. Nesse mesmo cenário, estimou-se, em 2050, uma perda de 3,1% do PIB regional para a Região Norte, 2,9% para o Nordeste, e 2,4% para o Sudeste, em comparação com o que poderia ter ocorrido em um mundo sem mudanças climáticas. No caso da Região Sul, que se beneficiaria em ambos os cenários, o ganho seria significativo no cenário A2 (2% do PIB regional, em 2050);
- vulnerabilidade econômica da Região Nordeste com efeito negativo sobre o PIB e o emprego. Os estados mais afetados em termos de PIB e emprego, no final do período de projeção, de acordo com os cenários de mudanças climáticas, seriam Pernambuco, Paraíba e Ceará, em relação à situação sem essas mudanças.

No Brasil, a região mais exposta aos riscos da variabilidade climática e a uma possível “aridização” e subsequente desertificação é o Nordeste. A Amazônia também pode sofrer um processo de “savanização”, ainda que as incertezas sejam grandes (PBMC, 2014b). A possibilidade de ocorrerem períodos de intensa seca na região da Amazônia, como a de 2005, pode aumentar dos atuais 5% (uma forte estiagem a cada 20 anos) para 50% em 2030 e até 90% em 2100 (Cox et al., 2008), sendo outra consequência dessa mudança de clima um alongamento da estação seca, podendo afetar a hidrologia e os ecossistemas da região. As projeções futuras também sugerem aumento de chuva para a Região Sul do Brasil e para a Bacia do Prata.

As análises de vazões de rios na América do Sul e no Brasil apontaram para aumentos entre 2-30% na Bacia do Rio Paraná e nas regiões vizinhas do sudeste da América do Sul, o que é consistente com as análises de tendência de chuva na região. Não foram observadas tendências

importantes nas vazões dos rios da Amazônia e da Bacia do Rio São Francisco. Essas projeções são muito importantes, pois as alterações nas vazões podem mudar a frequência de enchentes e secas, o que afetaria a produção de alimentos, os transportes, a geração de energia e o abastecimento de água para consumo humano. Porém, é equivocado tratar a problemática dos recursos hídricos unicamente como uma questão de falta de disponibilidade diante do aumento da demanda, pois se trata, fundamentalmente, de uma questão relacionada à gestão do recurso.

O aquecimento global pode comprometer a produção de alimentos, levando a perdas que começariam com até R\$ 7,4 bilhões, em 2020, podendo atingir R\$ 14 bilhões em 2070 (Embrapa, 2008). Com exceção da cana-de-açúcar, todas as culturas sofreriam redução das áreas com baixo risco de produção, em especial soja, milho e café. O café arábica deve perder até 33% da área de baixo risco em São Paulo e Minas Gerais, apesar de poder ter um aumento de produção no Sul do país. Milho, arroz, feijão, algodão e girassol sofrerão forte redução de área de baixo risco no Nordeste, com perda significativa da produção. A mandioca terá um ganho geral de área de baixo risco, mas deve sofrer graves perdas no Nordeste. A produtividade cairia em particular nas culturas de subsistência no Nordeste (Margulis & Dubeux, 2010).

O QUE FAZER PARA MITIGAR OS IMPACTOS DAS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

O IPCC e o PBMC fornecem conhecimento científico que possa ser usado por governantes na definição de políticas ambientais que ajudem a enfrentar o problema de mudanças de clima e os seus impactos. O diálogo entre cientistas e gestores públicos nunca foi fácil, mas tem melhorado muito. Traduzir o linguajar científico para a linguagem dos tomadores de decisão – e para a população em geral – ainda é um desafio. A população é vítima da falta de diálogo entre as esferas de governo e da inércia das autoridades locais. Falta coordenação. Alguns tomadores de decisão questionam a existência das mudanças climáticas. As autoridades estão cercadas por céticos e cientistas, com opiniões opostas. Na dúvida, optam pela inércia, e essa falta

de posicionamento culmina em um desastre grave. Novas ações do governo, como a criação do Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (Cemaden), têm ajudado a diminuir os impactos dos desastres naturais deflagrados por eventos meteorológicos extremos.

Em relação a modelagem e geração de cenários de clima, o nível de incertezas ainda é significativo. Torna-se importante, também, aprimorar e criar novas ferramentas para monitorar e avaliar detalhadamente os impactos no Brasil, fornecendo base científica para a tomada de decisões sobre regiões vulneráveis e processos críticos de conservação ambiental. São necessárias análises que incluam as respostas dos sistemas naturais e humanos às forçantes climáticas de escala global e à corrente dinâmica de alterações causada pela ocupação humana e que apontem os fatores que causam os impactos mais relevantes.

No campo internacional, no presente, mudanças políticas e econômicas têm sido adotadas para minimizar as emissões de gases de efeito estufa. As discussões nesse sentido foram iniciadas em 1992, com a Cúpula da Terra, conhecida como Rio-92. Nesse ano, foi estabelecida a Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (UNFCCC, na sigla em inglês), embasada pelas avaliações do IPCC, com o objetivo de procurar soluções para problemas relacionados ao aquecimento global. É necessário um acordo para limitar as emissões dos gases de efeito estufa, o que poderia ter impactos econômicos, pois diminuiria o ritmo de crescimento das economias. A principal medida adotada pela UNFCCC foi o Protocolo de Kyoto, elaborado em dezembro de 1997, que entrou em vigor em fevereiro de 2005, demora justificada pela não ratificação por parte dos Estados Unidos, na época o maior emissor de gases de efeito estufa.

O Protocolo de Kyoto tinha como objetivo controlar as emissões de seis tipos de gases de efeito estufa, mas apresentou um problema importante em sua concepção: os países em desenvolvimento não tinham metas de redução de emissões dos gases, o que caracterizava um comportamento de carona, usufruindo de eventuais ganhos sem nenhum tipo de custo. Suas metas vigoraram entre 2008 e 2012, e atualmente há negociação entre países para que um novo protocolo seja concebido e entre em vigor o mais rápido possível.

Além do Protocolo de Kyoto, outras ações foram tomadas visando ao combate das mudanças climáticas, e ainda outras decisões deverão ser tomadas em Paris, em 2015, na Conferência das Partes COP. No momento, países como China, Es-

tados Unidos, Brasil e os da União Europeia têm definido metas de redução nas emissões de gases de efeito estufa. No Brasil, destaca-se a redução na taxa de desmatamento e a implementação de projetos de desenvolvimento limpo.

BIBLIOGRAFIA

- CDKN – Climate & Development Knowledge Network. *The IPCC's Fifth Assessment Report. What's in it for Latin America? Executive Summary*. London, 2014. Disponível em: cdkn.org/wp-content/uploads/2014/11/IPCC-AR5-Whats-in-it-for-Latin-America.pdf.
- CEPED – Centro Universitário de Estudos e Pesquisas sobre Desastres. *Atlas Brasileiro de Desastres Naturais 1991 a 2010*. Florianópolis, Ceped/Universidade Federal de Santa Catarina, 2012.
- EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. *Aquecimento Global e a Nova Geografia da Produção Agrícola no Brasil*. São Paulo/Campinas, Embrapa Agropecuária e Cepagri/Unicamp, agosto de 2008.
- IPCC – Intergovernmental Panel in Climate Change. *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by C. B. Field et al. Cambridge/New York, Cambridge University Press/IPCC, 2012.
- _____. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by T. F. Stocker et al. Cambridge/New York, Cambridge University Press, 2013.
- _____. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by C. B. Field et al. Cambridge/New York, Cambridge University Press/IPCC, 2014.
- MAGRIN, G. O. et. al. "Central and South America", in *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by V. R. Barros et al. Cambridge/New York, Cambridge University Press, 2014.
- MARGULIS, Sergio; DUBEUX, Carolina Burle Schmidt (eds.). *Economia da Mudança do Clima no Brasil: Custos e Oportunidades*. Coordenação geral de Jacques Marcovitch. São Paulo, IBEP, 2010, 82 p.
- PBMC – Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas. *Base Científica das Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 1 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório de Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas*. Organização de T. Ambrizzi & M. Araujo. Rio de Janeiro, Coppe/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014a.
- _____. *Impactos, Vulnerabilidades e Adaptação às Mudanças Climáticas. Contribuição do Grupo de Trabalho 2 do Painel Brasileiro de Mudanças Climáticas ao Primeiro Relatório da Avaliação Nacional sobre Mudanças Climáticas*. Organização de E. D. Assad & A. R. Magalhães. Rio de Janeiro, Coppe/Universidade Federal do Rio de Janeiro, 2014b.



Eventos climáticos extremos

Maria Assunção Faus da Silva Dias

RESUMO

Os extremos climáticos são apresentados para diferentes regiões do Brasil num contexto de padrões de clima globais. Secas e enchentes, extremos de frio e de calor estão associados a padrões conhecidos como El Niño e La Niña, mas também existem padrões ainda muito pouco conhecidos e que ocorrem em associação a situações esperadas num contexto de mudanças climáticas globais. A previsibilidade dos extremos climáticos e a comunicação dos fenômenos associados para os diversos usuários são ainda uma prioridade que exige abordagem multidisciplinar.

Palavras-chave: secas; enchentes; clima; El Niño; La Niña; mudanças climáticas.

ABSTRACT

Climate extremes are presented for several regions of Brazil within a framework of global climate patterns. Droughts and floods, cold and hot extremes are associated to known patterns such as El Niño and La Niña, and also to climate patterns which are not much known and patterns that happen in association with what is expected in a global climate change framework. The predictability of climate extremes and the communication of the associated phenomena to different users are still a priority that requires a multidisciplinary approach.

Keywords: droughts; floods; climate; El Niño; La Niña; climate change.

OS EXTREMOS CLIMÁTICOS

A questão dos extremos climáticos aparece diariamente na mídia seja por acontecimentos no Brasil seja por notícias de todas as partes do mundo. Secas e enchentes alteram o cotidiano das pessoas, impactam as economias dos países, produzem vítimas fatais e danos à infraestrutura. Um olhar para o passado mostra que extremos climáticos fazem parte da história da humanidade, desde os seus primórdios, decidindo destinos de populações e sua migração pelos continentes (por exemplo: Diamond, 1999). No entanto, a vulnerabilidade atual não tem precedente. Com uma população crescente, uma urbanização cada vez mais acentuada que ocupa até áreas de risco, os extremos provocam impactos nunca antes observados.

Para entender como se definem os extremos climáticos, onde e por que ocorrem, é necessário um olhar para o clima global do planeta Terra. Um extremo climático não ocorre isoladamente num lugar, tem conexões com outros lugares e normalmente faz parte de um padrão global. Vejamos, por exemplo, o que ocorreu com o clima mundial nos meses de janeiro e fevereiro de 2014. Na Figura 1 está um mapa global de desvios com relação à média da radiação de onda longa emergente para o período de 20 de janeiro a 18 de fevereiro de 2014. Esse mapa é usado como um indicador de regiões com mais ou menos chuva acumulada. Áreas em tons azuis indicam onde houve muita chuva e áreas amarelas e marrons indicam pouca ou ausência de chuva.

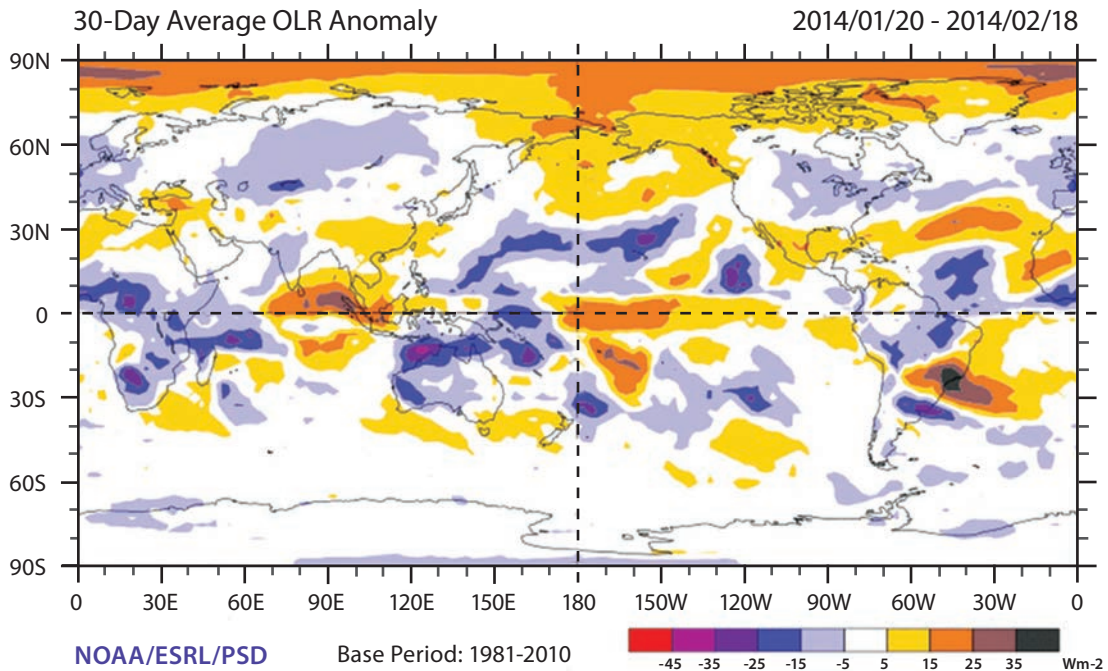
Nota-se uma região que inclui o Sudeste do Brasil e se estende para o Oceano Atlântico Sul, onde o período foi muito seco. Essa área cobre os estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Espírito Santo, sul de Minas Gerais, e a parte leste do Mato Grosso do Sul. O que caracterizou esse período seco foi sua longa duração justamente na época do ano em que mais deveria chover nessas regiões. Muitos lugares tiveram 20% a 30% da quantidade de chuvas definida pela média histórica para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. As consequências para a região são vastas, passando pelas questões de consumo humano e animal, consumo industrial, agricultura e impactos na geração de energia hidroelétrica. Para tornar o extremo climático ainda mais grave, um ano depois, o mesmo padrão climático voltou a ocorrer, intensificando os impactos. O caso mais evidente é a falta d'água para consumo na região metropolitana de São Paulo.

Na Figura 1 pode-se ver também que, enquanto ocorria a seca no Sudeste do Brasil, uma grande região estendendo-se desde a costa norte do Brasil até os Andes teve chuvas extremas, o que provocou enchentes intensas no Rio Madeira. A região amazônica é peculiar nesse sentido. A metade noroeste e a metade sudeste costumam passar por extremos de sentido inverso (Marengo, 2009).

MARIA ASSUNÇÃO FAUS DA SILVA DIAS é professora titular do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP e membro da Academia Brasileira de Ciências.

FIGURA 1

MAPA GLOBAL DOS DESVIOS (ANOMALIAS) COM RELAÇÃO À MÉDIA DO PERÍODO 1981-2010 DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE DO PLANETA TERRA MEDIDA A BORDO DE SATÉLITES METEOROLÓGICOS



O desvio é referente ao período de 20 de janeiro a 18 de fevereiro de 2014. As cores indicam os desvios com relação à média, sendo que cores azuis indicam baixos valores de radiação associadas a regiões em que choveu muito. As cores amarela e marrom por sua vez estão associadas a regiões com chuvas abaixo da média ou ausência de chuvas.
Fonte: Earth System Research Laboratory, National Oceanic and Atmospheric Administration

Além disso, ao mesmo tempo em que a Região Sudeste do Brasil passava por uma seca sem precedente nos últimos 80 anos, as notícias no mundo eram de inundações na Inglaterra, nevascas na América do Norte e calor acima do normal para o sudeste da Rússia. Seriam eventos isolados? Ou um padrão global particular provocaria esses extremos de diversas formas pelo mundo?

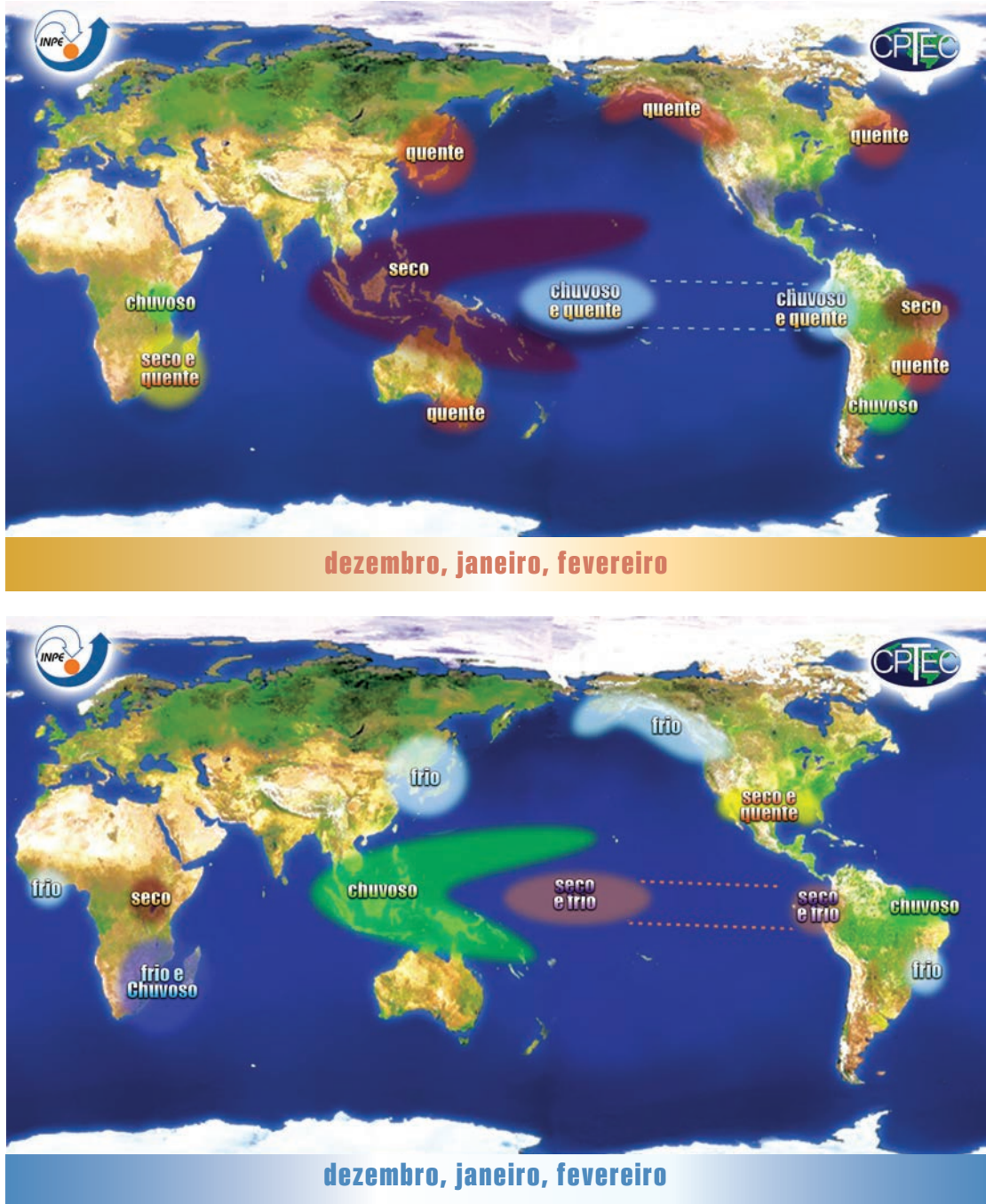
Embora não existam respostas definitivas sobre o que causa determinado padrão de clima global que leve a extremos, existem muitos resultados de pesquisas indicando que há uma conexão entre eles (Grimm & Silva Dias, 1995).

Os fenômenos El Niño e La Niña são os mais conhecidos causadores de extremos climáticos. O evento de El Niño ocorre quando existe um aquecimento das águas superficiais do Oceano Pacífico tropical. Os impactos mais próximos ao local onde ocorre El Niño são as chuvas abundantes em regiões da costa oeste da América do Sul. Impactos remotos ocorrem

em diversas partes do mundo, como pode ser visto na Figura 2. As regiões chuvosas incluem o sul do Brasil, o Uruguai, o norte da Argentina e a região equatorial leste da África. Regiões quentes ocorrem no Sudeste Asiático incluindo Japão, noroeste e nordeste dos Estados Unidos, sul da Austrália e Região Sudeste do Brasil. As regiões onde ocorrem secas são Indonésia, leste da Amazônia e Nordeste do Brasil. É comum também observar-se a combinação do extremo climático quente com o seco, o chuvoso com o quente. O evento La Niña está associado a um resfriamento acentuado do Oceano Pacífico tropical e também tem consequências globais. O painel inferior da Figura 2 mostra os extremos climáticos mais frequentes no caso do fenômeno La Niña também para os meses de dezembro, janeiro e fevereiro. Nesse caso a costa oeste equatorial da América do Sul fica seca e fria, a Indonésia chuvosa, o sudeste asiático tem um extremo frio e o sudeste norte-americano fica seco e quente. No Brasil, a Região

FIGURA 2

EFEITOS GLOBAIS NOS MESES DE DEZEMBRO, JANEIRO E FEVEREIRO DOS FENÔMENOS EL NIÑO (PAINEL SUPERIOR) E LA NIÑA (PAINEL INFERIOR)



Fonte: Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTec/Inpe (<http://enos.cptec.inpe.br>)

Sudeste tem extremo frio, e a parte mais ao norte das regiões Norte e Nordeste tem extremo chuvoso.

Todos esses extremos climáticos associados a El Niño e a La Niña variam bastante. Tanto El Niño como La Niña podem ser classificados como fortes

ou fracos, e anos em que são muito fracos são chamados de “anos neutros”. Em geral, passam de dois a quatro anos entre um caso de El Niño e um de La Niña. No período de 1970 a 2000 houve uma tendência de El Niños serem fortes e Las Niñas serem

fracas. No entanto, devido a uma variabilidade de longo prazo chamada oscilação decadal do Pacífico, está ocorrendo uma reversão, e nos anos mais recentes há maior possibilidade de El Niños fracos e Las Niñas fortes (Andreoli & Kayano, 2005).

O padrão El Niño/La Niña pode ser considerado o mais conhecido e estudado entre os padrões globais que levam a extremos. Mas não é o único. Alguns são muito pouco conhecidos, como o que ocorreu em 2014 e foi representado na Figura 1. Mas há outros padrões importantes. De grande interesse para o Brasil são os padrões que são provocados pela temperatura da superfície do mar no Oceano Atlântico tropical e sul. Um dos impactos marcantes está na variabilidade das correntes do Brasil e das Malvinas. A Corrente do Brasil flui ao longo da costa brasileira dirigindo-se para o sul e levando águas quentes. A Corrente das Malvinas flui para o norte levando águas frias (De Camargo et al., 2013). Onde as duas correntes se encontram está uma fronteira que oscila às vezes mais ao norte e às vezes mais ao sul, afetando principalmente o clima das cidades costeiras da Região Sudeste do Brasil.

Grandes áreas no Oceano Atlântico sul com águas quentes têm o efeito de mudar a trajetória das frentes frias que afetam o Brasil (Pezza & Ambrizzi, 2002). Regiões que receberiam chuva com a passagem de frentes frias passam a ter chuvas abaixo da média histórica. No inverno levam a possível ocorrência de geadas no Sul e Sudeste do Brasil.

Regiões de águas quentes e frias próximas ao Nordeste, chamadas de dipolo do Atlântico (Moura & Shukla, 1981), afetam a qualidade da estação chuvosa nessa região. Quando há águas quentes ao norte do Equador e frias ao sul, o resultado é seca no Nordeste, e o reverso leva a chuvas. No caso particular do Nordeste, existe a influência do dipolo do Atlântico assim como dos fenômenos El Niño/La Niña de tal forma que, quando ambos favorecem um extremo (seca, por exemplo), tem-se um extremo climático mais marcante. E em outros casos um padrão pode anular o efeito do outro.

Um extremo climático pode levar também a um favorecimento de certo tipo de evento, como tempestades severas, por exemplo. Em anos de El Niño, quando o Sul do Brasil tende a ser chuvoso, também costumam se formar grandes aglomerados de tempestades severas que podem levar a efeitos desastrosos, como quedas de granizo, ventanias,

tornados e inundações rápidas (Silva Dias, 1999, 2011; Silva Dias et al., 2009).

Em todos os casos, o que caracteriza o extremo climático é a persistência de um padrão climático global por algumas semanas. Ao se reduzir a variabilidade, cria-se uma situação que vai se mantendo e intensificando até caracterizar o extremo. No caso de enchentes, o estabelecimento da situação extrema é visível e imediatamente devido ao impacto nos rios, com alagamento das margens atingindo cidades e áreas agrícolas. No caso da seca, é mais difícil perceber que algo está acontecendo, pois a seca se estabelece vagarosamente e vai impactando os recursos hídricos de forma gradual.

A PREVISIBILIDADE DOS EXTREMOS CLIMÁTICOS

A previsão de tempo na escala de poucos dias teve enormes progressos a partir da década de 1980 impulsionada pelas informações obtidas pelos satélites meteorológicos e pelos supercomputadores. Esses avanços tecnológicos tornaram previsível o tempo em todos os locais da Terra com uma antecedência de até dez dias. A mesma base da previsão de tempo é usada para a previsão climática feita com alguns meses de antecedência e para as projeções de climas futuros para analisar mudanças climáticas na escala de centenas de anos. No caso da previsão climática, a abordagem é avaliar condições médias durante um a três meses. Essas condições são provocadas por variações da temperatura da superfície dos oceanos. No caso das projeções climáticas, busca-se simular os impactos dos gases de efeito estufa que provocam um aquecimento global e alteram o regime.

As projeções climáticas com até seis meses de antecedência têm-se mostrado úteis em alguns locais onde há uma sensibilidade direta às condições de temperatura dos oceanos. No entanto, em regiões onde ocorre grande variabilidade no dia a dia, as condições médias e particularmente os extremos não são bem representados, permanecendo como um desafio de pesquisa. Dessa forma as secas vão se consolidando vagarosamente e são constatadas quando os impactos já aparecem. As enchentes são mais abruptas e os impactos visíveis imediatamente, mas há dificuldade de prever ex-

tremos como os que levam a vastas regiões inundadas. A previsibilidade de ambos tem sido baixa.

O monitoramento da ocorrência tanto de secas como de enchentes e o detalhamento de sua intensidade e variabilidade espacial têm permitido que ações de mitigação possam ser postas em prática a partir de alguns indicadores. A detecção precoce de sinais dos extremos e o seu acompanhamento baseiam-se num conjunto imenso de informações provenientes dos mais diferentes setores e constituem-se num dos assuntos de grande prioridade de pesquisas e desenvolvimentos nos dias de hoje.

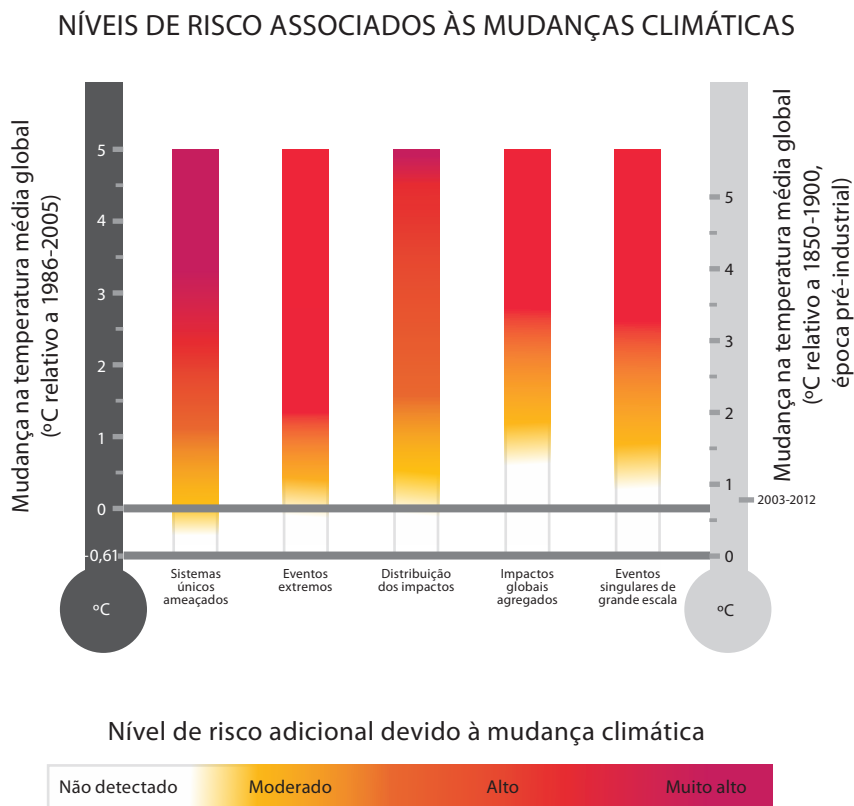
Da mesma forma, a comunicação dos extremos para o público em geral e para os usuários específicos, seja de defesa civil, transportes, indústrias (de alimentos e vestuários em particular), geradores de energia, agricultura, turismo, entre tantos outros, passa por enorme evolução. Toda informação sobre extremos tem uma incerteza associada que pode ser representada pela probabilidade estimada de ocorrência do evento. Um dos grandes problemas da comunicação é reduzir os falsos alarmes de ocor-

rência de extremos e aumentar a confiabilidade da previsão. Comunicar a incerteza é fundamental para avaliação de risco e tomada de decisão. Melhorar a comunicação do evento extremo e diminuir a incerteza de sua ocorrência e sua magnitude é um trabalho multidisciplinar que envolve os geradores da informação e aqueles responsáveis pelo uso efetivo dessa informação. Linguagem adequada e eficiência de visualização são ferramentas que permitem tornar ágil o processo, que ainda tem muito a evoluir.

OS EXTREMOS CLIMÁTICOS E AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS

O considerável aumento na concentração de gases de efeito estufa na atmosfera terrestre ocorreu desde a Revolução Industrial, atingindo taxas cada vez mais altas nas últimas décadas conforme apontado pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas, o IPCC (na sigla em inglês). Uma das sínteses importante feitas pelo IPCC está na Figura 3.

FIGURA 3



Fonte: adaptado de IPCC (2014)

A síntese do IPCC (2014) indica que o risco de eventos extremos aumenta com o aumento da temperatura média global nos cenários de mudanças climáticas. Aumenta também o risco de eventos singulares de grande escala, ou seja, eventos ainda não conhecidos, como o que foi discutido anteriormente associado à Figura 1.

A referência a eventos extremos indica tanto eventos chuvosos e secos como quentes e frios. Ou seja, uma variabilidade maior do que a conhecida atualmente com eventos contrastantes ocorrendo sucessivamente. Esse panorama futuro sugere fortemente um planejamento e uma adequação das infraestruturas, principalmente aquelas associadas aos recursos hídricos.

BIBLIOGRAFIA

- ANDREOLI, R. V.; KAYANO, M. T. "ENSO-related Rainfall Anomalies in South America and Associated Circulation Features During Warm and Cold Pacific Decadal Oscillation Regimes", in *International Journal of Climatology*, 25, 2005, pp. 2.017-30.
- DE CAMARGO, R. et al. "Modulation Mechanisms of Marine Atmospheric Boundary Layer at the Brazil-Malvinas Confluence Region", in *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, v. 118, 2013, pp. 6.266-80.
- DIAMOND, J. Guns. *Germs and Steel, The fate of Human Societies*. New York and London, W. W. Norton & Company, 1999.
- GRIMM, A. M.; SILVA DIAS, P. L. "Analysis of Tropical-Extratropical Interactions with Influence Functions of a Barotropic Model", in *J. Atmos. Sci.*, 52, 1995, pp. 3.538-55.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Cambridge, Cambridge University Press, 2014.
- MARENGO, J. A. "Long-term Trends and Cycles in the Hydrometeorology of the Amazon Basin Since the Late 1920s", in *Hydrol. Process*, v. 23, issue 22, 2009, pp. 3.236-44. Disponível em: onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/hyp.7396/epdf.
- MOURA, A. D.; SHUKLA J. "On the Dynamics of Droughts in Northeast Brazil: Observations, Theory and Numerical Experiments with a General Circulation Model", in *J. Atmos. Sci.*, 38, 1981, pp. 2.653-75.
- PEZZA, A.; AMBRIZZI, T. "Uma Associação entre as Anomalias da Temperatura da Superfície do Mar dos Oceanos Pacífico e Atlântico e a Temperatura, Geadas e Precipitação na Estação Meteorológica do IAG-USP em São Paulo Durante o Período de Inverno", in *Revista Brasileira de Meteorologia*, 17, 2002, pp. 165-79.
- SILVA DIAS, M. A. F. "Storms in Brazil", in Pielke R. Jr. (ed.). *Storms – Hazard and Disasters Series*. Londres, Routledge, 1999, pp. 207-19.
- _____. "An Increase in the Number of Tornado Reports in Brazil", in *Weather, Climate and Society*, v. 3, 2011, pp. 209-17.
- SILVA DIAS, M. A. F.; ROZANTE, J. R.; MACHADO, L. A. T. "Complexos Convectivos de Mesoescala na América do Sul", in I. Cavalcanti et al. (eds.). *Tempo e Clima no Brasil*. V. 1. São Paulo, Oficina de Textos, 2009, pp. 181-94.



Evolução dos modelos climáticos e de previsão de tempo e clima

Gilvan Sampaio

Pedro Leite da Silva Dias

RESUMO

A atmosfera da Terra é geralmente considerada como um exemplo de sistema caótico onde as flutuações atmosféricas em escalas de tempo superiores a cerca de duas semanas são imprevisíveis. No entanto, apesar dessa limitação, é possível fazer previsões com antecedência de meses. Como são feitas as previsões de tempo e clima? Como evoluiu a modelagem atmosférica até o presente e quais são as limitações? Seria possível prever como será o próximo inverno? Aqui é apresentada a evolução da previsão de tempo, desde a introdução das bases teóricas no final do século XIX, até os recentes modelos do sistema terrestre.

Palavras-chave: previsão de tempo; previsão climática; modelagem numérica.

ABSTRACT

The atmosphere of Earth is generally considered as an example of a chaotic system in which atmospheric pressure fluctuations over a period longer than two weeks are unpredictable. However, despite such limitation, it is possible to make predictions months in advance. How are climate and weather predictions made? How has atmospheric modeling evolved so far and what are its limitations? Here we present the evolution of weather forecasting from the introduction of theoretical bases in the end of the 19th century to recent terrestrial system models.

Keywords: weather prediction; climate prediction; numerical modeling.

Para iniciar, é preciso definir o que é tempo (meteorológico), clima e sistema climático. Entende-se por *tempo* as condições meteorológicas instantâneas vigentes num determinado lugar e num determinado instante. *Clima* é o estado médio no tempo da atmosfera em um ponto qualquer da Terra, ou seja, o clima se refere à maneira como evolui o tempo (meteorológico) ao longo de um

período de tempo. Conforme definido em 1992, na Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudanças Climáticas (UNFCCC, na sigla em inglês), o *sistema climático* inclui a atmosfera, a hidrosfera, a criosfera, a geosfera, a biosfera e suas interações. O estado da atmosfera em um dado instante é resultado de complexas interações entre os diversos componentes do sistema físico climático. Assim, uma pergunta que sempre é feita é: seria possível prever as condições de tempo para os próximos dias? Se sim, com qual antecedência? E em relação ao clima, seria possível prever como será o próximo inverno?

Dentre os diversos avanços científicos que ocorreram no último século está a habilidade em simular complexos sistemas físicos utilizando modelos numéricos que constituem uma representação matemática aproximada da realidade. A habilidade de prever o tempo e o clima aumentou muito nas últimas décadas em função do avanço no entendimento dos processos que controlam a evolução do

estado da atmosfera e dos componentes do sistema climático, dos métodos de solução numérica das equações que representam cada parte do sistema climático e da notável evolução da capacidade de processamento dos computadores. Os modelos de circulação geral da atmosfera (MCGAs) também possibilitam prever as condições do tempo para vários dias, dependendo da região e do estado da atmosfera, com alto grau de confiança até 7 a 12 dias. Além disso, tais modelos também podem ser utilizados para prever o clima da próxima estação ou para simular características mais gerais do clima futuro, na escala de décadas ou séculos, considerando as modificações antropogênicas, como o aumento dos gases de efeito estufa, aerossóis e as mudanças no uso da terra (por exemplo, o desmatamento, a agricultura e os efeitos da urbanização).

A evolução da termodinâmica e da dinâmica de fluidos no século XIX resultou na compreensão dos princípios físicos fundamentais que governam o fluxo na atmosfera. O meteorologista Cleveland Abbe, no final do século XIX, sugeriu que “a Meteorologia é essencialmente a aplicação da hidrodinâmica e da termodinâmica na atmosfera” e,

GILVAN SAMPAIO é pesquisador do Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CCST) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe).

PEDRO LEITE DA SILVA DIAS é diretor do Laboratório Nacional de Computação Científica (LNCC) e professor titular do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP.

em seu artigo “The Physical Basis of Long-Range Weather Forecasting”, propôs uma série de aproximações matemáticas para construir um modelo de previsão do estado futuro da atmosfera (apud Lynch, 2007, p. 27).

Pouco tempo depois, em 1904, uma análise mais explícita para realizar a previsão do tempo foi proposta pelo norueguês Vilhelm Bjerknes, que estabeleceu um plano de duas etapas para realizar previsões de tempo objetivas, sendo uma etapa diagnóstica, na qual o estado inicial da atmosfera é determinado a partir das observações (estações meteorológicas de superfície e balões instrumentados para determinação da estrutura vertical da atmosfera), e uma etapa prognóstica, na qual as leis que regem o estado da atmosfera são utilizadas para calcular a evolução temporal (Bjerknes, 1904; Lynch, 2007). Naquele tempo, já havia um pequeno número de observações da atmosfera, e foram iniciados alguns programas desse tipo que eram principalmente motivados pelo crescimento da aviação. Esses programas observacionais permitiam um razoável diagnóstico do estado da atmosfera, pelo menos em parte da Europa. Para realizar a etapa prognóstica, Bjerknes propôs um conjunto de equações que representam princípios físicos de conservação de energia, massa e *momentum*, além de relações diagnósticas entre pressão, temperatura e densidade. Ele determinou um conjunto de sete equações independentes, uma para cada variável dependente, que descrevem a evolução temporal da atmosfera (pressão, temperatura, densidade, umidade e três componentes da velocidade – duas na horizontal e uma na vertical): as três equações de conservação de *momentum*, a equação da continuidade, a equação do estado (que relaciona a pressão com a temperatura e a densidade) e as equações que expressam a primeira e a segunda leis da termodinâmica (de fato, ele deveria ter especificado uma equação da continuidade para a água em vez de a segunda lei da termodinâmica). Com esse conjunto de equações, Bjerknes desenvolveu um método qualitativo (gráfico) para resolver as equações, pois não poderia resolvê-las numericamente (somente máquinas de calcular manuais estavam disponíveis naquele tempo) e uma solução analítica estava fora de questão, em função da complexidade das equações.

Em 1913, o inglês Lewis Fry Richardson propunha que os princípios físicos que governam

o comportamento da atmosfera, expressos pelo sistema de equações matemáticas definidas por Bjerknes, poderiam ser resolvidos através da discretização da atmosfera numa malha de latitude/longitude e colunas na vertical, ou seja, através de um método de diferenças finitas. Assim, utilizando o mais completo conjunto de observações disponíveis na época, Richardson aplicou seu método numérico e calculou as mudanças na pressão atmosférica e nos ventos em dois pontos na Europa Central. Os resultados foram muito ruins e não realísticos. Richardson não cometeu erros grosseiros de cálculo. Somente nos anos 30 é que os matemáticos identificaram problemas com o método numérico usado por Richardson e questões de equilíbrio entre o campo da pressão e do vento nas condições iniciais do modelo predictor. Enquanto isso, novos avanços estavam ocorrendo, tais como o desenvolvimento da análise numérica, a disseminação do uso da radiossonda (que transmitia as informações coletadas pelo balão até a superfície) e sua introdução numa rede global de observações, o aumento da rede de observações na superfície e o desenvolvimento do computador digital.

Nos anos 1930, o matemático John von Neumann começou a se interessar por fluxos em fluidos turbulentos e propôs que progressos na hidrodinâmica poderiam avançar numericamente a partir da solução de complexas equações. Von Neumann liderou a construção de um computador eletrônico (Electronic Numerical Integrator and Computer – Eniac) no Instituto de Estudos Avançados de Princeton, EUA. Essa máquina foi construída no final da Segunda Guerra Mundial e serviu inicialmente para fazer os complexos cálculos que viabilizaram a construção das primeiras bombas atômicas. Logo depois da guerra, o computador foi usado em outras aplicações, sendo a previsão meteorológica uma das primeiras.

Foi Jule Charney que, nos anos 40, a partir da análise das equações definidas por Bjerknes, utilizou a técnica de análise de escala de fenômenos meteorológicos e reduziu o complexo modelo usado por Richardson para uma única equação que permitia prever algo equivalente à pressão atmosférica. Foi com esse modelo simplificado que foram realizadas as primeiras previsões de tempo no final dos anos 40.



No início dos anos 50, o grupo de meteorologia de Princeton já tinha completado as análises matemáticas necessárias e desenhado um algoritmo numérico para resolver o sistema de equações um pouco mais complexo que o utilizado por Charney e Von Neumann (o chamado sistema quase-geostrófico). Arranjos foram feitos para fazer uma integração do conjunto de equações no Eniac em Aberdeen, Maryland, EUA. Foram realizadas quatro previsões de 24 horas, e os resultados claramente indicaram que poderiam ser previstos os padrões de larga escala (da ordem de poucos milhares de quilômetros) do fluxo da média troposfera (cerca de 5.000 m) (Lynch, 2007). Entretanto, cada integração de 24 horas levava cerca de 24 horas para ser realizada no Eniac, ou seja, sem valor prático, porém muito úteis do ponto de vista teórico. As investigações seguiram também na linha de estudos de inicialização (determinação do estado inicial da atmosfera), tais como os estudos de Charney (1955) e Phillips (1960), dentre outros.

A primeira aplicação com equações mais realísticas que as usadas por Charney e Von Neuman (as chamadas equações quase-geostróficas – vento determinado pelo campo da pressão e pela força de Coriolis) foi um sucesso, produzindo boa simulação do desenvolvimento da estrutura de uma frente fria (Hinkelmann, 1951). Previsões numéricas rotineiras com o conjunto de equações muito semelhantes às definidas por Bjerness (as denominadas equações primitivas) foram introduzidas no Deutscher Wetterdienst (serviço meteorológico da Alemanha) em 1966 (Lynch, 2007). Foi a primeira vez que, rotineiramente, as equações primitivas foram utilizadas. Um modelo de equações primitivas com seis níveis na vertical foi introduzido nas operações do National Meteorological Center (hoje NCEP – National Centers for Environmental Prediction) em Washington em junho de 1966.

Os primeiros MCGAs foram derivados diretamente de modelos numéricos da atmosfera desenhados para prever o tempo para curto período de tempo (um a três dias, no máximo). A primeira simulação numérica de mais longo prazo (cerca de um mês) com um MCGA foi realizada por Phillips (1956), que utilizou o modelo quase-geostrófico com dois níveis na vertical. Ele iniciou a simulação a partir de um fluxo zonal (ou seja, ao longo dos círculos de latitude da Terra) com pequenas pertur-

bações aleatórias e um distúrbio em forma de onda com comprimento de onda de 6.000 km. Phillips examinou as trocas de energia do desenvolvimento da onda e encontrou uma boa concordância com as observações de sistemas meteorológicos na atmosfera. Estudos como os de Charney (1950), Manabe e Möler (1961), Smagorinsky (1983), Manabe e Bryan (1969), Adam (1965), Budyko (1969), Sellers (1969) e outros, por volta da década de 1960, além dos avanços na tecnologia dos computadores, permitiram a realização de simulações mais extensas e detalhadas. As características médias globais do clima terrestre já eram reproduzidas com razoável precisão. Entretanto, os detalhes regionais do clima ainda eram mal reproduzidos porque o clima era representado somente pela evolução temporal do estado da atmosfera.

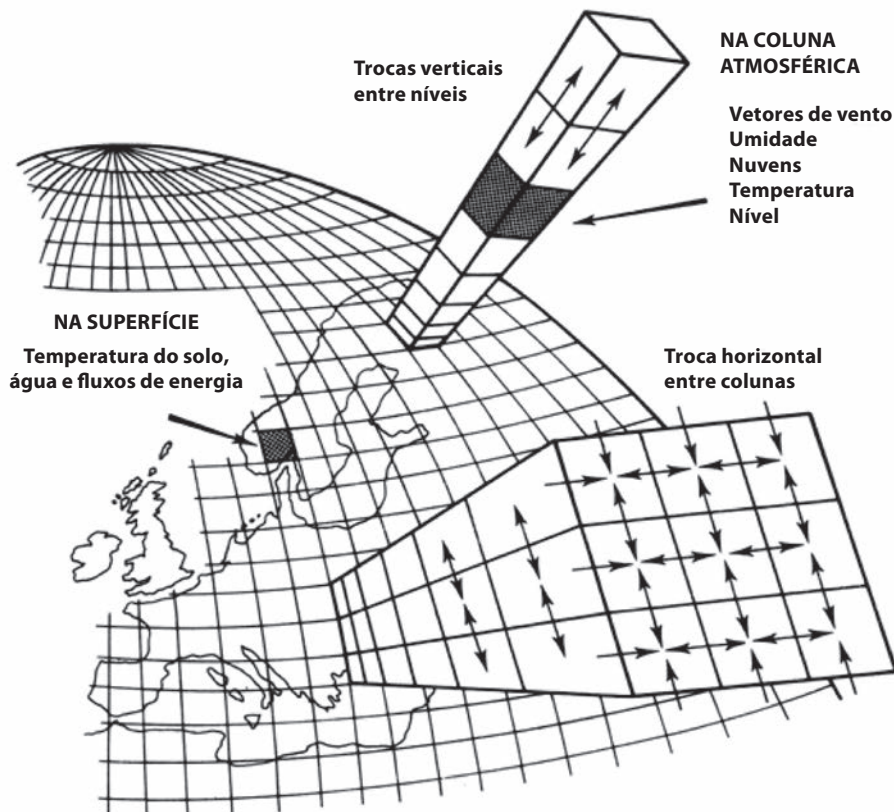
De fato, um MCGA moderno é um código computacional que representa aproximações nu-

méricas de equações matemáticas representativas das leis físicas que regem os movimentos da atmosfera e as interações com os componentes do sistema climático. Como o estado da atmosfera em um dado instante é resultado de complexas interações entre as diversas componentes do sistema físico climático, os MCGAs devem considerar todo o sistema climático, ou seja, as interações mútuas da atmosfera com a hidrosfera, a criosfera, a biosfera, a emissão de gases de forma natural ou antropogênica (gerada pelo homem), etc. Deve-se considerar que a superfície da Terra é composta de uma variedade de diferentes plantas, solos e formações geográficas, as quais trocam massa, *momentum* e calor com a atmosfera em graus e modos os mais variados.

As equações do MCGA são resolvidas por métodos numéricos e necessitam computadores de altíssimo desempenho. Hoje, computadores que

FIGURA 1

REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA GRADE HORIZONTAL DOS MODELOS NUMÉRICOS GLOBAIS DE PREVISÃO E DETALHAMENTO DOS NÍVEIS NA VERTICAL



As setas indicam que em cada ponto de grade há trocas horizontais e verticais.

são capazes de fazer algo em torno de um quintilhão de operações de soma e subtração por segundo são utilizados para fazer previsão de tempo e clima. Para se ter uma ideia do progresso dos computadores, o Eniac, no final dos anos 40, era capaz de fazer apenas 500 operações por segundo!

O sistema de equações do MCGA pode ser discretizado nas quatro dimensões (latitude, longitude, altitude – os chamados “pontos de grade” – e tempo). Os resultados de um modelo de circulação geral da atmosfera, ou seja, as previsões, são apresentados em pontos de grade, conforme apresentado na Figura 1. As variáveis prognosticadas são: precipitação, umidade, temperatura, vento, pressão atmosférica, entre muitas outras, tanto na superfície, ou próximo dela, quanto em diversos níveis na vertical.

Esses modelos são “alimentados” com informações meteorológicas (vento, temperatura, pressão, umidade, etc.), vindas de toda a Terra, provenientes de estações meteorológicas, navios, boias oceânicas, aviões, balões atmosféricos e dados de satélites. As observações meteorológicas por satélites começaram a ser realizadas nos anos 60 mas foi somente no final da década de 70 que passaram a ter mais precisão nas informações coletadas, principalmente de temperatura, umidade e vento (este, através do deslocamento de nuvens). O conjunto dessas observações meteorológicas fornece as informações necessárias para que o estado da atmosfera possa ser determinado em cada elemento espacial do modelo. Com a evolução dos satélites, passaram a ser realizadas medidas do estado da superfície dos oceanos, da criosfera e da biosfera, o que viabilizou melhoria da qualidade das previsões do estado climático como um todo. Foi somente no início do século XXI que as técnicas de introdução dos dados de satélite nos modelos de previsão de tempo permitiram um grande avanço através de um procedimento denominado “assimilação de dados”.

Em modelagem numérica da atmosfera e do sistema climático, durante a integração do modelo, os processos físicos (ou químicos) cuja escala característica de tempo e comprimento são menores do que aquelas representadas pela resolução do modelo devem ser simulados através de funções de outros parâmetros representados pelo modelo, especialmente quando seus efeitos médios na área

e no tempo não são desprezíveis. Esse procedimento é chamado de parametrização. Os processos físicos mais frequentemente parametrizados são a viscosidade, a estrutura da camada limite planetária (bem próximo da superfície), a radiação (solar e infravermelha) e a convecção associada às nuvens. Tais parametrizações contribuem para a geração de incertezas na simulação da atmosfera.

Durante a década de 1980, com a evolução dos computadores, vários centros meteorológicos mundiais passam a fazer previsões numéricas de tempo. A partir desse momento, foi possível fazer previsões com alguns dias de antecedência. Na década de 90, os computadores foram aperfeiçoados ainda mais, e os modelos matemáticos também. O Brasil começou a utilizar um MCGA rotineiramente para realizar previsões numéricas de tempo a partir do final de 1994 com a implantação do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (Inpe).

Entre o final da década de 1960 e os anos 2000, as maiores evoluções dos modelos ocorreram em virtude do maior conhecimento dos elementos climáticos e da dinâmica da atmosfera. Vários estudos tiveram fundamental importância: Miyakoda e Sirutis (1977) contribuíram para melhor entendimento da camada limite; Fels e Schwarzkopf (1975), para a radiação de onda longa; Manabe e Bryan (1969) adicionaram multicamadas oceânicas aos MCGAs; Manabe e Wetherald (1975) detalharam a modelagem de gases de efeito estufa em MCGAs; Cubasch et al. (1994) apresentaram pela primeira vez um conjunto de previsões acopladas oceano-atmosfera; dentre muitos outros estudos.

A partir da experiência adquirida com o desenvolvimento de MCGAs e, principalmente, para tentar resolver problemas associados a escalas de fenômenos e de movimentos locais e regionais, foram desenvolvidos os chamados modelos numéricos regionais. A vantagem do emprego de modelos regionais está na possibilidade de detalhar os resultados simulados por modelos globais com menor custo computacional. Em geral, os modelos globais tinham resolução espacial entre 100 e 200 km de latitude/longitude no final do século XX, ou seja, baixa resolução espacial. Já em modelos regionais era possível um maior detalhamento horizontal, com resolução da ordem de algumas

dezenas de quilômetros. A regionalização, ou *downscaling*, dos resultados de modelos globais através do uso de modelos regionais de alta resolução sobre a área de interesse é a técnica mais aceita para escalonar as variáveis da relativamente baixa resolução espacial dos modelos climáticos para escalas locais mais refinadas. Essa técnica é empregada tanto para previsão numérica de tempo, quanto para previsão numérica de clima. 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 globais. Os modelos globais hoje apresentam resolução espacial da ordem de poucas dezenas de quilômetros, e os regionais, de alguns quilômetros, o que permite descrever as condições meteorológicas em regiões de topografia mais complexa.

Hoje em dia, é possível prever o tempo com dias de antecedência da ordem de uma semana com índices de acerto muito altos. Em algumas situações tem sido possível prever mudanças significativas no tempo com cerca de 10 a 15 dias de antecedência! No entanto, ainda é impossível fazer uma previsão precisa de quando se inicia e das características exatas de uma estação chuvosa ou da ocorrência, frequência e duração de veranicos com meses de antecedência. Essa limitação deve-se em parte à necessidade de conhecimento científico mais completo sobre os fenômenos meteorológicos e também de melhores meios computacionais e observacionais. Contudo, a maior limitação decorre da natureza caótica da atmosfera. Edward Lorenz, pioneiro na aplicação da teoria matemática do caos em meteorologia, demonstrou, em 1965, que a previsibilidade atmosférica possui um limite teórico de duas semanas (Lorenz, 1965). Na prática, os serviços meteorológicos mais avançados não conseguem desenvolver previsões de tempo com taxas de acerto úteis para prazos maiores do que seis ou sete dias, e somente em situações excepcionais é que a previsibilidade se estende a 10-15 dias.

Levando em conta o caráter caótico (imprevisível) das flutuações atmosféricas em escalas de tempo superiores a duas semanas, cabe perguntar se seria possível fazer previsões meteorológicas com meses de antecedência, ou seja, previsões climáticas.

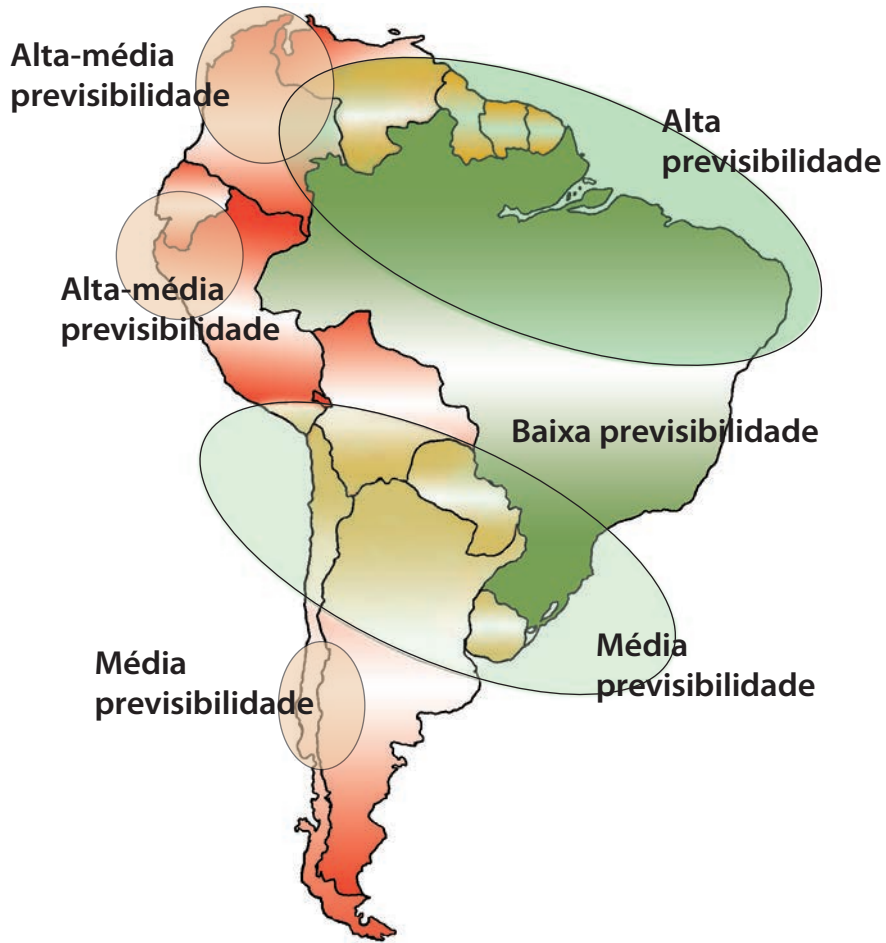
Os MCGAs têm sido utilizados para a realização de previsões climáticas desde meados dos anos 90. Esses modelos também são intensivamente utilizados em estudos sobre os mecanismos que determinam a variabilidade climática. As previsões numéricas do clima evoluíram a partir de estudos tais como os de Charney e Shukla (1977), Hoskins e Karoly (1981) e Webster (1972 e 1981), que lançaram as bases teóricas para a implementação dos sistemas operacionais que hoje são utilizados por cerca de uma dúzia de centros especializados no mundo.

A base científica para as previsões numéricas de clima deriva principalmente da previsibilidade das condições de contorno, sobretudo da temperatura da superfície do mar (TSM) e da grande influência desta na determinação das condições atmosféricas futuras (Palmer & Anderson, 1994; Shukla, 1998, 2000a, b), ou seja, a variabilidade climática sazonal é controlada principalmente pelas lentas variações das temperaturas dos oceanos. Todavia, a previsibilidade climática sazonal nos trópicos e extratropicos apresenta sensíveis diferenças (Palmer & Anderson, 1994). Na região tropical há maior previsibilidade climática sobre os oceanos, principalmente sobre o Pacífico e o Atlântico (Rowell, 1998; Cavalcanti et al., 2001). Charney e Shukla (1981) sugeriram que, nos trópicos, uma vez que as condições de contorno (estado do oceano) dominam a variabilidade interanual, a previsibilidade climática torna-se mais alta que nos extratropicos, onde a variabilidade caótica interna, associada às instabilidades e não linearidades do escoamento atmosférico, compete com os efeitos das variações lentas nas condições de contorno. No caso do Brasil, é possível fazer previsões de confiabilidade relativamente alta das chuvas para a Região Nordeste devido à sua grande dependência com o estado dos oceanos Atlântico e Pacífico tropicais. Provavelmente essa seja a região continental, em todo o globo, com maior previsibilidade climática. Além dela, o Sul do Brasil apresenta previsibilidade climática de confiabilidade média (Figura 2).

Por outro lado, existem regiões em que a previsibilidade climática é muito baixa. No Brasil, as regiões Sudeste e Centro-Oeste apresentam as menores confiabilidades devido à menor dependência com relação ao estado dos oceanos e à grande va-

FIGURA 2

PREVISIBILIDADE CLIMÁTICA SAZONAL PARA A AMÉRICA DO SUL



riedade e variabilidade dos sistemas meteorológicos que as atingem. Os fenômenos que contribuem para a ocorrência de chuva nessas regiões são controlados no período chuvoso fundamentalmente pelas condições de umidade e instabilidade do ar e por sistemas meteorológicos transientes, notadamente as frentes frias que organizam as chuvas sobre grandes áreas. No período de inverno, as frentes frias podem provocar quedas significativas de temperatura, mas normalmente não conseguem gerar precipitações abundantes. Portanto, uma previsão climática nesse sentido exigiria prognosticar com precisão o comportamento, o deslocamento, o número e a intensidade de sistemas meteorológicos transientes, fato que é praticamente impossível.

Entretanto, mesmo que a TSM fosse prevista sem nenhum erro, não seria possível prever exatamente a evolução das variáveis atmosféricas por

causa da natureza caótica da dinâmica atmosférica (Brankovic et al., 1997). Uma forma de maximizar e prever *a priori* o desempenho da previsão climática é utilizar a técnica de previsão por conjunto (*ensemble forecasting*). Como a noção de previsibilidade está relacionada à taxa de divergência de previsões inicializadas a partir de estados iniciais quase idênticos, uma técnica para estimar a previsibilidade pode ser construir um conjunto de possíveis estados iniciais, ligeiramente diferentes da análise inicial, e “rodar” o modelo numérico a partir de cada estado inicial, produzindo um conjunto de previsões obtidas para cada condição inicial. Em teoria, segundo Brankovic et al. (1994), a dispersão das previsões é uma boa estimativa do desvio padrão da distribuição de probabilidade dos estados de previsão, o que indica que a média do conjunto (*ensemble mean*) seria relativamente mais

confiável quando a divergência das previsões fosse relativamente menor. Por outro lado, uma grande dispersão do conjunto de previsões seria o indicador de uma previsão não realista.

Em uma previsão sazonal não se pode prever em qual dia uma localidade irá experimentar chuva, tempestades, temperaturas extremas ou passagens de sistemas frontais. No entanto, pode-se encontrar eficácia na previsão de desvios, anomalias, no comportamento sazonal dos elementos do tempo. A chuva total, por exemplo, pode ser prevista como sendo de maior ou menor intensidade do que a média histórica climatológica. A explicação dessa previsão pode ser baseada numa frequência esperada de um padrão de circulação atmosférica que é favorável para a chuva em uma determinada região.

Devido ao fato de a base científica para as previsões numéricas de clima derivar da grande influência da TSM, a determinação das condições oceânicas tem grande impacto nas previsões climáticas. Em particular, os fenômenos El Niño ou La Niña, quando presentes, representam um forte sinal na variabilidade interanual da TSM global e exercem grande influência na variabilidade climática em muitas partes do globo (Mason, 1999; Ropelewski, 1987; Halpert, 1992; Trenberth, 1998). De fato, durante a ocorrência de fortes episódios de El Niño-Oscilação Sul (Enos), o aumento nos fluxos de calor sensível e de vapor d'água da superfície do oceano para a atmosfera sobre as águas mais quentes do Pacífico equatorial provoca mudanças na circulação atmosférica e na precipitação em escala regional e global, as quais, por sua vez, provocam mudanças nas condições meteorológicas e climáticas em várias partes do mundo (Philander, 1990). Assim, quase todos os modelos de previsão climática representaram bem as anomalias de chuva associadas aos eventos de El Niño de 1982-83 e de 1997-98, sugerindo uma grande sensibilidade do clima às forçantes extremas de TSM. Por outro lado, em anos sem ocorrência de El Niño ou La Niña o índice de acerto das previsões é normalmente menor.

A modelagem de cenários climáticos na escala de séculos e com maior resolução espacial consome enormes recursos computacionais e é tão cara que em cada ano apenas alguns experimentos podem ser realizados em todo o mundo, por poucos centros especializados. A Figura 3 apresenta a evo-

lução, entre meados dos anos 1970 até meados dos anos 2000, dos modelos numéricos na tentativa de melhor representar o sistema climático. Nota-se que, à medida que o tempo evolui, mais componentes do sistema climático foram adicionados aos modelos numéricos, bem como a complexidade dos modelos foi aumentando (as cores mais escuras indicam o aumento da complexidade). Nota-se, por exemplo, que atualmente os modelos representam o ciclo do carbono, a dinâmica da vegetação (a vegetação cresce, morre e compete por luz, água e nutrientes), e a química da atmosfera (incluindo o efeito dos aerossóis), entre outros componentes.

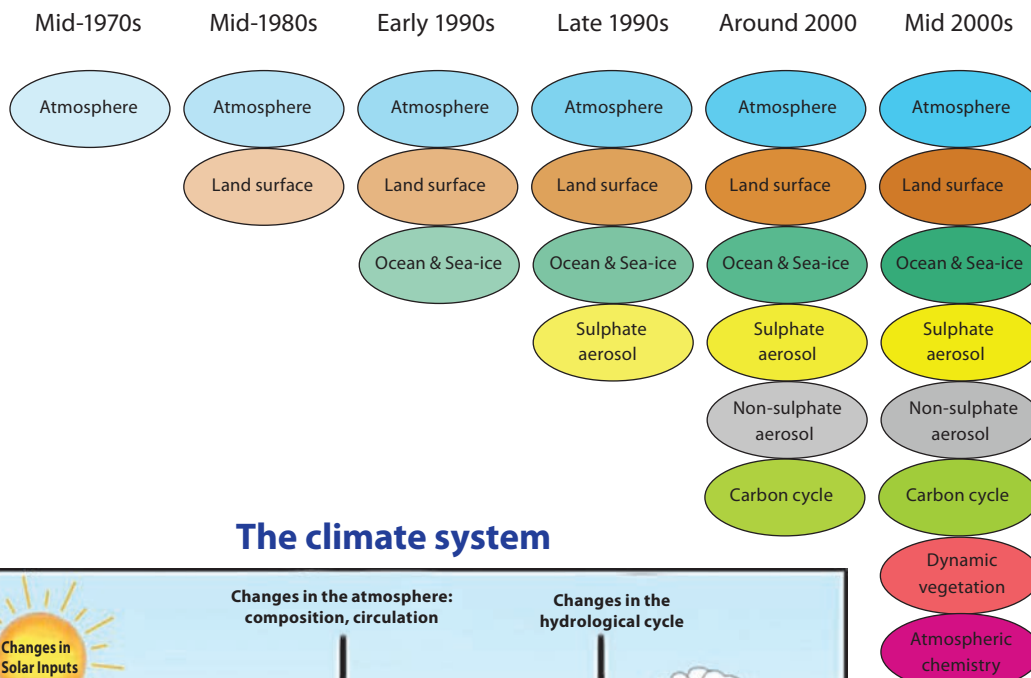
A atual geração de modelos climáticos é chamada de Modelos do Sistema Terrestre, que podem ser utilizados tanto para a previsão de tempo como também para estudar a variabilidade climática natural e as influências humanas, associadas às emissões de gases de efeito estufa ou às mudanças de usos da terra (por exemplo, o efeito do desflorestamento, da urbanização e da irrigação agrícola).

Até mesmo os modelos mais sofisticados são representações aproximadas de um sistema muito complexo, de forma que ainda não são infalíveis na projeção do clima futuro. Sabe-se que existe um grau de incerteza do futuro cenário climático do planeta, e isso se deve principalmente às diferenças observadas nos modelos utilizados nas projeções climáticas para o século XX, período em que as observações meteorológicas permitiriam verificar a capacidade dos modelos de reproduzir o clima. Em geral, são utilizados diversos modelos para poder avaliar a variabilidade entre modelos do sistema terrestre e, assim, conhecer e interpretar todos os possíveis cenários, levando em conta a dispersão entre os resultados dos modelos. Dessa maneira, é possível quantificar a incerteza das projeções considerando não só um, mas vários cenários de vários modelos.

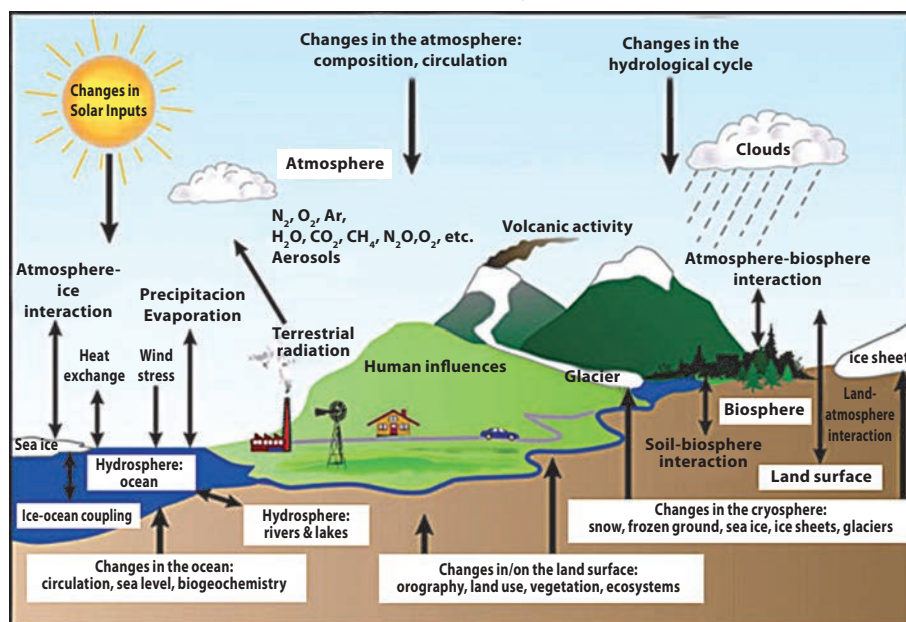
Para a realização de projeções futuras do clima, os modelos do sistema terrestre são forçados por um conjunto de condições de contorno determinadas por cenários de emissões antropogênicas de dióxido de carbono e outros gases radiativamente ativos. Tais cenários de emissões representam uma faixa de desenvolvimento socioeconômico e suas emissões associadas e baseiam-se em projeções da população, desenvolvimento socioeconômico, produto interno bruto, usos e fontes de energia,

FIGURA 3

EVOLUÇÃO DA REPRESENTAÇÃO DE COMPONENTES DO SISTEMA CLIMÁTICO EM MODELOS NUMÉRICOS



The climate system



Fonte: IPCC, 2007

entre muitos outros parâmetros. Ou seja, tais cenários tentam representar as diferentes possibilidades de desenvolvimento futuro da humanidade a partir de vários indicadores. Esses cenários de emissões de GEE (gases de efeito estufa) são propostos pelo Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas (IPCC, na sigla em inglês) através de seu Relatório Especial sobre Cenários de Emissões (SRES, na sigla em inglês). Porém, há duas grandes

fontes de incertezas associadas a esses modelos. A primeira é que não se sabe precisamente a trajetória futura das emissões dos GEE na atmosfera, que depende de decisões humanas sobre o caminho social, econômico e ambiental desejado e que de fato venha a ser implementado. A segunda fonte de incerteza advém do fato de que os modelos matemáticos são representações imperfeitas da natureza: diferentes modelos climáticos podem diferir

substancialmente em suas projeções para o clima do futuro, dado o mesmo cenário de evolução das concentrações de GEE na atmosfera.

Nos últimos 25 anos houve grande evolução do conhecimento dos diversos elementos do sistema climático e seus acoplamentos, além de melhorias nos sistemas de observações e na capacidade de assimilação de dados, em técnicas numéricas e no aumento da resolução dos modelos e da capacidade computacional. Entretanto, diversos desafios permanecem no presente, tais como:

- Como representar a complexa dinâmica das interações entre o clima global, as mudanças de usos da terra, a ecologia e as dimensões humanas?
- Como considerar os diversos processos do sistema climático, em diferentes escalas, tanto espacial, quanto temporalmente?
- Como considerar os diversos *feedbacks* dos elementos do sistema climático?

Uma tendência em modelagem acoplada é aumentar a resolução dos diversos componentes climáticos. Por exemplo, conseguiremos construir modelos globais com resoluções de 1 km na atmosfera e oceanos, com pelo menos 100 níveis na atmosfera, 50 níveis em profundidade nos oceanos e 100 m na superfície continental, de forma a tentar melhor representar os diversos fenômenos? Para tanto, provavelmente seria necessário um computador cerca de mil vezes mais potente do que os atuais, além de melhorias necessárias nos sistemas de observação e assimilação de dados. Tudo indica que estamos caminhando nesse sentido e que a contribuição brasileira será expressiva em função do crescente quadro de pesquisadores e de sua alta capacitação. Além da USP e do Inpe, várias outras universidades e institutos de pesquisa desenvolvem atividades de pesquisa sobre o sistema climático com alta repercussão mundial.

BIBLIOGRAFIA

- ADEM, J. "Experiments Aiming at Monthly and Seasonal Numerical Weather Prediction", in *Monthly Weather Review*, 93, 1965, pp. 495-503.
- BJERKNES, V. "Das Problem der Wettervorhersage, Betrachtet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik", in *Meteor. Zeit.*, 21, 1904, pp. 1-7 (Translation by Y. Mintz: "The Problem of Weather Forecasting as a Problem in Mechanics and Physics". Los Angeles, 1954. Reprinted in M. A. Shapiro and S. Grønås. *The Life Cycles of Extratropical Cyclones*. Boston, American Meteorological Society, 1999, pp. 1-4).
- BRANKOVIC, C.; PALMER, T.; FERRANTI, L. "Predictability of Seasonal Atmospheric Variations", in *Journal of Climate*, 7, 1994, pp. 217-37.
- BRANKOVIC, C. et al. "Atmospheric Seasonal Predictability and Estimates of Ensemble Size", in *Monthly Weather Review*, 125, 1997, pp. 859-74.
- BUDYKO, M. I. "The Effect of Solar Radiation Variations on the Climate of the Earth", in *Tellus*, 21, 1969, pp. 611-61.
- CAVALCANTI, I. F. A. et al. *Climate Characteristics in an Ensemble Simulation Using the CPTEC/ COLA Atmospheric Global Circulation Model*. São José dos Campos, Inpe, 2001.
- CHARNEY, J. G.; FJØRTOFT, R.; NEUMANN, J. von. "Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation", in *Tellus*, 2, 1950, pp. 237-54.
- CHARNEY, J. G. "The Use of the Primitive Equations of Motion in Numerical Prediction", in *Tellus*, 7, 1955, pp. 22-6.

- CHARNEY, J. G.; SHUKLA, J. "Predictability of Monsoons", in *Monsoon Dynamics*. Edited by J. Lighthill; R. P. Pearce. Cambridge, Cambridge University Press, 1981, pp. 99-109.
- CUBASCH, U. et al. "Monte Carlo Climate Change Forecasts With a Global Coupled Ocean Atmosphere Model", in *Climate Dynamics*, 10, 1994, pp. 1-20.
- FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. "The Simplified Exchange Approximation: a New Method for Radiative Transfer Calculations", in *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 32, n. 7, 1975, pp. 1.475-88.
- HALPERT, M. S.; ROPELEWSKI, C. F. "Surface-temperature Patterns Associated with the Southern Oscillation", in *Journal of Climate*, 5, 1992, pp. 577-93.
- HINKELMANN, K. "Der Mechanismus des meteorologischen Lärms", in *Tellus*, 3, 1951, pp. 285-96. Translation: "The Mechanism of Meteorological Noise". NCAR/TN-203+STR, National Center for Atmospheric Research, Boulder, 1983.
- HOSKINS, B. J.; KAROLY, D. J. "The Steady Linear Response of a Spherical Atmosphere to Thermal and Orographic Forcing", in *J Atmos Sci*, 38, 1981, pp. 1.179-96.
- IPCC – Intergovernmental Panel on Climate Change. *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by T. F. Stocker et al. Cambridge, Cambridge University Press, United Kingdom and New York, NY, USA.
- LORENZ, E. N. "A Study of the Predictability of a 28-variable Atmospheric Model", in *Tellus*, 17, 1965, pp. 321-33.
- LYNCH, P. "The Origins of Computer Weather Prediction and Climate Modeling", in *Journal of Computational Physics*, 227, 2008, pp. 3.431-44, 2007.
- MANABE, S.; BRYAN, K. "Climate Calculations with a Combined Ocean Atmosphere Model", in *Journal of the Atmospheric Sciences*, 26, 1969, pp. 786-9.
- MANABE, S.; MÖLLER, F. "On the Radiative Equilibrium and Heat Balance of the Atmosphere", in *Monthly Weather Review*, 89, 1961, pp. 503-32.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T. "The Effects of Doubling CO₂ Concentration on the Climate of a General Circulation Model", in *Journal of the Atmospheric Sciences*, 32, 1975, pp. 3-15.
- MASSON, V. R. et al. "PMIP-participating-groups. Mid-Holocene Climate in Europe: What Can We Infer from PMIP Model-data Comparisons?", in *Climate Dynamics*, 15, 1999, pp. 163-82.
- MIYAKODA, K.; SIRUTIS, J. "Comparative Integrations of Global Spectral Models with Various Parameterized Processes of Subgrid Scale Vertical Transports", in *Beitr. Phys. Atmos.*, 50, 1977, pp. 445-87.
- PALMER, T. N.; ANDERSON, D. L. T. "The Prospects for Seasonal Forecasting – a Review Paper", in *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 117, 1994, pp. 91-106.
- PHILANDER, S. G. *El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation*. New York, Academic Press, 1990.
- PHILLIPS, N. A. "The General Circulation of the Atmosphere: a Numerical Experiment", in *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 82, 1956, pp. 123-64.
- _____. "The General Circulation of the Atmosphere: a Numerical Experiment", in *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 82, 1956, pp. 123-64.
- _____. "On the Problem of Initial Data for the Primitive Equations", in *Tellus*, 12, 1960, pp. 121-26.
- RICHARDSON, Lewis F. *Weather Prediction by Numerical Process*. Cambridge, Cambridge University Press, 1922. Reprinted by Dover Publications, New York, 1965, with a new Introduction by Sydney Chapman.

- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. "Global and Regional Scale Precipitation Patterns Associated with El Nino/Southern Oscillation", in *Mon. Weather Rev.*, 115, 1987, pp. 1.606-26.
- ROWELL, D. P. "Assessing Potential Seasonal Predictability with an Ensemble of Multi-decadal GCM Simulations", in *J. Clim.*, 11, 1998, pp. 109-20.
- SELLERS, W. D. "A Global Climatic Model Based on the Energy Balance of the Earth-atmosphere System", in *Journal of Applied Meteorology*, 8, 1969, pp. 392-400.
- SHUKLA, J. "Predictability in the Midst of Chaos: a Scientific Basis for Climate Forecasting", in *Science*, 282, 1998, pp. 728-31.
- SHUKLA, J. et al. "Dynamical Seasonal Prediction", in *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 81, 2000a, pp. 2.593-606.
- SHUKLA, J. et al. "Dynamical Seasonal Predictions with the COLA Atmospheric Model", in *Q. J. R. Meteor. Soc.*, 126, 2000b, pp. 2.265-91.
- SMAGORINSKY, J. "The Beginnings of Numerical Weather Prediction and General Circulation Modeling: Early Recollections", in B. Saltzman (ed.). *Theory of Climate*. New York, Academic Press, 1983, pp. 3-38.
- TRENBERTH, K. et al. "Progress During TOGA in Understanding and Modeling Global Teleconnections Associated with Tropical Sea Surface Temperatures", in *Journal of Geophysical Research*, v. 103, pp. 14, 291-14, 324, 1998.
- WEBSTER, P. J. "Response of the Tropical Atmosphere to Local Steady Forcing", in *Mon. Wea. Rev.*, 100, 1972, pp. 518-41.



O papel do oceano nas mudanças climáticas globais

Edmo J. D. Campos

RESUMO

A água é uma substância essencial para a existência e a sustentação da vida no planeta Terra. O oceano, com quase todo o volume da água do planeta, cobre quase três quartos da superfície da Terra. Isso faz dele um componente fundamental no ciclo hidrológico – o processo pelo qual a água é continuamente transferida do oceano para as nuvens, para os continentes e de volta para o oceano. A água é a substância com o maior calor específico entre as comumente encontradas no ambiente terrestre – a única substância natural com calor específico superior ao da água é a amônia líquida. O grande volume e a alta capacidade térmica da água fazem do oceano o regulador do sistema climático, reduzindo as diferenças de temperatura e criando um ambiente propício para a vida em quase toda a superfície da Terra. A água faz também com que, no oceano, as respostas a alterações nos forçantes do clima sejam bem mais lentas do que na atmosfera. Dessa forma, o oceano age como um atenuador da velocidade com que o clima em geral é afetado por essas mudanças.

Palavras-chave: oceanos; circulação termohalina global; célula de revolvimento meridional do Atlântico; interação oceano-atmosfera; mudanças climáticas.

ABSTRACT

Water is an essential substance for the existence and maintenance of life on planet Earth. The oceans, which contain almost all of the planet's water, cover roughly three-quarters of the Earth's surface. This makes the oceans a fundamental component of the hydrological cycle – the process through which water is continuously transferred from the oceans to the clouds, then to the continents and then back to the oceans. Water is the substance with the highest specific heat index among the others commonly found in the terrestrial environment – the only natural substance with a higher specific heat is liquid ammonia. The large volume and the high heat capacity of water turn the ocean into a regulator of the climatic system by reducing temperature differences and creating a favorable environment for life on almost the entire surface of Earth. Water also makes responses to alterations in the climate forcings be much slower in the ocean than they are in the atmosphere. This way, the ocean acts as a buffer to the speed by which the climate as a whole is affected by those changes.

Keywords: oceans; global thermohaline circulation; Atlantic meridional overturning cell; ocean-atmosphere interactions; climate change.

O OCEANO E O SISTEMA CLIMÁTICO

De forma simplificada, o clima pode ser definido como o estado de equilíbrio de um sistema de trocas de propriedades termodinâmicas entre diferentes compartimentos. Esse equilíbrio não é estacionário nem estável. Mesmo na ausência de perturbações externas, variações na forma como as diferentes partes trocam informações entre si podem resultar em alterações consideráveis no estado de equilíbrio climático. Por exemplo, aumentos mínimos do valor médio global da temperatura causado por maior concentração de CO₂ na atmosfera e alterações nos gradientes térmicos espaciais podem resultar em mudanças drásticas nos regimes de ventos, de chuvas e de outras trocas de propriedades entre o oceano e a atmosfera. No oceano, o efeito combinado dessas mudanças pode modificar significativamente o sistema de correntes e as propriedades físicas e químicas, impactando significativamente o ecossistema marinho. Em retorno, alterações nas propriedades das massas de água e na circulação oceânica podem causar mudanças duradouras, ou até mesmo permanentes, no sistema climático.

O OCEANO E O CICLO HIDROLÓGICO

O oceano é o principal reservatório de água da Terra, estendendo-se por cerca de 70% da superfície, em uma camada com profundidade

média de aproximadamente 4 mil metros. Com 97% de todo o volume de água do planeta, o oceano desempenha papel-chave no ciclo hidrológico, processo pelo qual a água é continuamente transferida entre os diferentes compartimentos do sistema. Aproximadamente 86% da evaporação global ocorre no oceano, fornecendo a maior parte do vapor de água presente na atmosfera. A precipitação sobre o oceano é de 78% da global, implicando que parte das águas evaporadas do mar precipita sobre os continentes e, eventualmente, retorna ao oceano. Nesse ciclo, o oceano troca com os continentes cerca de 40 mil quilômetros cúbicos de água por ano, um fluxo mais de seis vezes superior à descarga do Rio Amazonas.

A evaporação no oceano ocorre predominantemente em regiões subtropicais, com temperaturas da superfície do mar (TSM) mais altas e com pouca cobertura de nuvens. Essa mudança de estado retira grande quantidade de calor do oceano, esfriando sua superfície. Na atmosfera, o vapor de água é transportado pelos ventos, e a precipitação ocorre predominantemente na Zona de Convergência Intertropical (ITCZ, na sigla em inglês), longe das áreas de maior evaporação. O calor liberado na

EDMO J. D. CAMPOS é professor do Departamento de Oceanografia Física, Química e Geológica do Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo.

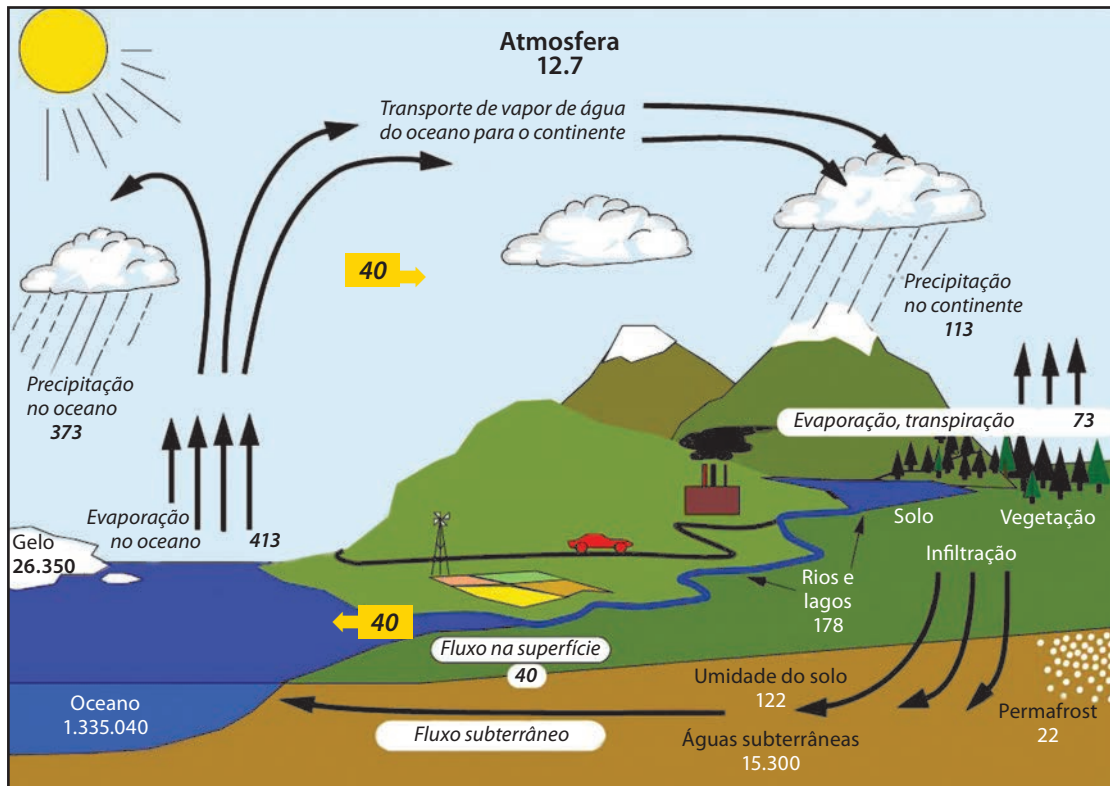
condensação do vapor de água fornece grande parte da energia que movimenta a circulação atmosférica nas regiões tropicais. Além dessa troca de energia entre o oceano e a atmosfera, a diferença entre evaporação e precipitação (E-P) determina a salinidade (concentração de sal) na superfície do oceano. Através do efeito da salinidade na densidade, a diferença E-P contribui para a determinação da estabilidade da coluna de água e também afeta a elevação da superfície do mar. Dessa forma, em conjunto com variações da TSM, variações de E-P implicam variações nos gradientes de pressão e, conseqüentemente, no movimento das águas do mar. Num cenário de mudança climática, pequenas alterações na média temporal e/ou espacial da TSM e de E-P podem resultar em mudanças significativas no ciclo hidrológico, com reflexos até mesmo catastróficos nos regimes de precipitação sobre os continentes.

O BALANÇO DE ENERGIA E O EFEITO ESTUFA

Segundo umas das leis da termodinâmica (lei de Stefan-Boltzmann), ao ser aquecido, um corpo irradia energia até atingir temperatura de equilíbrio. Nesse estado de equilíbrio, a energia recebida é igual à irradiada. A Terra está em equilíbrio termodinâmico, retransmitindo de volta ao espaço energia equivalente à recebida do Sol. Na ausência da atmosfera, a Terra seria mais ou menos como a Lua, onde a temperatura de equilíbrio varia de 116°C durante o dia a -173°C à noite, com valor médio da ordem de -27,5°C. Como se sabe, porém, a temperatura média na Terra é de 14°C. Esse maior valor resulta da existência da atmosfera, que age como um cobertor, aprisionando radiação de ondas longas (infravermelho) e aquecendo o planeta.

FIGURA 1

O CICLO HIDROLÓGICO



Parte da água evaporada do oceano precipita nos continentes e eventualmente retorna ao mar. As unidades são milhares de quilômetros cúbicos para armazenamentos e milhares de quilômetros cúbicos por ano para fluxos.

Esse “efeito cobertor”, ou efeito estufa, resulta do fato de a presença de vapor de água, CO₂, metano e outros gases na atmosfera torná-la mais “opaca” para a radiação de ondas longas emitida pelo planeta do que para a radiação de ondas curtas recebida do Sol.

O efeito estufa é, portanto, um elemento de vital importância no sistema climático terrestre. Porém, é preciso entender que pequenas variações nas concentrações dos gases que produzem esse efeito na atmosfera podem resultar em variações significativas na temperatura média global. Representantes de diferentes segmentos da sociedade, incluindo até mesmo alguns poucos cientistas, não aceitam a hipótese de que o aumento acelerado da emissão de CO₂ pela espécie humana esteja contribuindo de forma decisiva para o aumento da temperatura média do planeta. Em parte, essa controvérsia é motivada pelo limitado conhecimento tanto das contribuições individuais dos diferentes componentes do sistema climático, quanto de suas interações altamente não lineares. O oceano, apesar da evidente importância, é um dos elementos menos entendidos nesse complexo sistema.

O PAPEL DO OCEANO NO BALANÇO GLOBAL DE CALOR

Recorde-se que 14°C é apenas o valor médio global da temperatura da Terra. Em diferentes regiões, a temperatura média local pode atingir valores muito mais altos, ultrapassando 50°C em regiões equatoriais, ou muito mais baixos, inferiores a 80°C negativos nas proximidades do Polo Sul. A diferença na temperatura média entre diferentes latitudes resulta da esfericidade do planeta. Nas baixas latitudes a Terra recebe mais energia do que devolve ao espaço. Nas altas latitudes ocorre exatamente o oposto. Esses desequilíbrios regionais resultam em diferentes temperaturas de equilíbrio, com maiores valores onde há ganho (trópicos e subtropicais) e menores valores onde há perda (regiões subpolares e polares).

Considerando-se apenas a diferença entre as radiações incidentes e emitidas, as temperaturas médias nas baixas latitudes deveriam ser muito superiores e, nas altas latitudes, muito

inferiores ao observado. Isso não ocorre devido à existência do oceano. A maior parte da luz solar é absorvida pelo oceano nas regiões tropicais – quando o Sol está alto no céu, o oceano absorve cerca de 98% da radiação solar. A atmosfera absorve muito pouco, pois é praticamente transparente para a radiação solar. Também, devido ao maior albedo (índice de refletividade), os continentes absorvem bem menos radiação que o oceano.

Com a alta capacidade térmica da água, o oceano pode armazenar grandes quantidades de calor, por longos períodos. Dessa maneira, o excesso de calor absorvido pelo oceano nos trópicos é transportado em direção aos polos por uma ação combinada do oceano e da atmosfera. No oceano, esse transporte de calor ocorre dos trópicos até latitudes médias (~45°), pela circulação média nos giros subtropicais (Figura 1). Nas regiões subpolares, a atmosfera absorve o calor do oceano e o redistribui por meio de perturbações sinóticas.

O OCEANO E O CO₂ ATMOSFÉRICO

A emissão de dióxido de carbono resultante da queima de combustíveis fósseis vem aumentando significativamente há várias décadas (IPCC AR5, capítulos 3 e 6, 2013; Sabine et al., 2004). O oceano é um dos principais sumidouros desse gás e contribui decisivamente na remoção da maior parte do carbono lançado pelo homem na atmosfera (Sabine et al., 2004; Le Quéré et al., 2013). Contudo, resultados de observações mostram que a capacidade de absorção de gás carbônico pelo oceano vem se reduzindo em consequência do aquecimento global (Kieran et al., 2011). Um dos efeitos do aumento da temperatura no oceano é sua acidificação, reduzindo sua capacidade de absorver e reter o carbono. Essa redução da eficiência do oceano em absorver o carbono da atmosfera pode desencadear um processo de retroalimentação positiva, aumentando ainda mais a concentração de CO₂ na atmosfera. Estudos recentes sugerem que o pH oceânico esteja se reduzindo, com consequente redução de sua capacidade de absorção de gás carbônico (Orr et al., 2005; Le Quéré et al., 2013; IPCC AR5, cap. 3, 2013).

O AQUECIMENTO GLOBAL

E O NÍVEL DO MAR

Além da acidificação, um outro efeito do aquecimento global é o aumento do volume do oceano pelo aumento da temperatura da água e pelo maior aporte de águas resultantes do degelo das calotas polares e das geleiras continentais. Maior volume implica maior elevação do nível médio do mar. Resultados de uma grande quantidade de pesquisas indicam que o nível do mar está cada vez mais alto, em média 24 centímetros de 1850 a 2010 (Kopp et al., 2009; Miller & Douglas, 2004; Domingues et al., 2008; Gleckler et al., 2012; IPCC AR5, cap. 3; 2013).

O PAPEL DA CIRCULAÇÃO OCEÂNICA NO CLIMA

A grande quantidade de água que cobre quase três quartos da superfície terrestre está em constante movimento, em diferentes escalas espaciais e temporais. Associado à grande inércia térmica da água, o movimento é um dos principais mecanismos pelos quais o oceano contribui para o clima e sua variabilidade. Propriedades adquiridas em uma determinada região são transportadas horizontal e verticalmente pela circulação oceânica em grande escala, reduzindo as diferenças regionais e contribuindo para atenuar ainda mais os efeitos de alterações na atmosfera. Em escala planetária (centenas de quilômetros ou mais) e em períodos muito mais longos que um dia, os principais forçantes do movimento do mar são o arrasto do vento na superfície, a gravidade, as variações na elevação da superfície e os gradientes de densidade resultantes das diferentes distribuições de temperatura e salinidade.

As correntes oceânicas forçadas pelo vento

O vento é o agente predominante nos primeiros mil metros de profundidade, produzindo correntes com velocidades da ordem de até 1 m/s. Esse movimento é usualmente denominado de circula-

ção forçada pelo vento. O termo “circulação” resulta do fato de esse movimento ocorrer em circuitos fechados. Nas regiões subtropicais das bacias, a circulação se apresenta na forma de “giros”, ou grandes células de circulação anticiclônicas (sentido horário no hemisfério norte e anti-horário no hemisfério sul), conforme ilustrado pela Figura 2. Esses giros subtropicais forçados pelo vento agem como uma máquina térmica. No lado oeste das bacias, transportam águas mais quentes dos trópicos em direção a latitudes médias. No lado leste, retornam águas mais frias dos subtropicais para baixas latitudes. O efeito residual é o transporte do excedente de calor das regiões tropicais em direção às regiões subpolares.

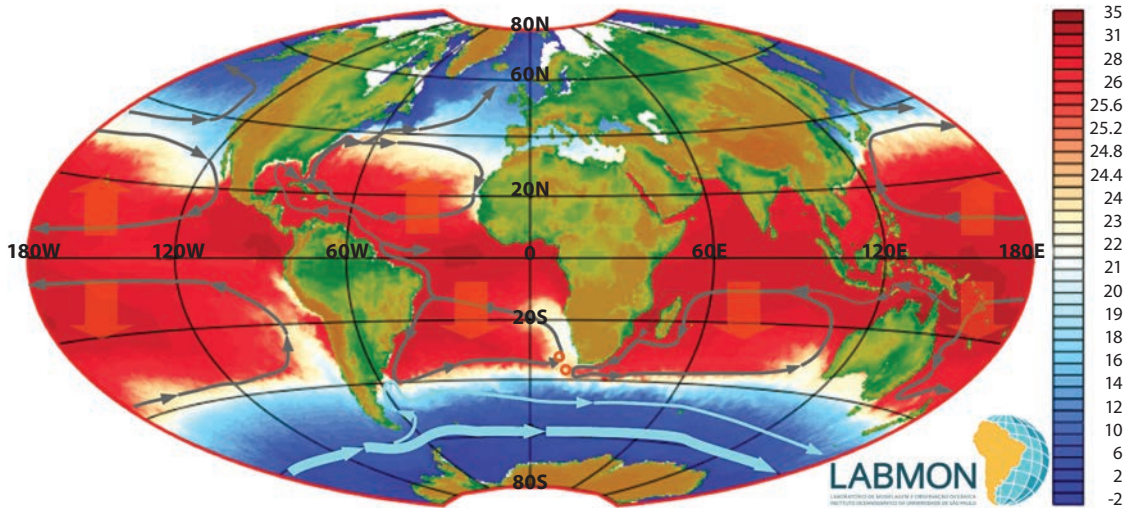
Movimentos gerados por gradientes de temperatura e salinidade

O aquecimento diferencial da superfície do mar, com temperaturas mais altas nos trópicos e mais baixas nas proximidades dos polos (Figura 2), implica gradientes norte-sul de densidade, com águas mais leves em baixas latitudes e mais pesadas nas altas. Nas proximidades dos polos, as águas mais pesadas afundam e espalham-se pelas regiões abissais do oceano. Isso requer um fluxo de águas de latitudes mais baixas em direção aos polos para repor as que afundam. Nas proximidades do Equador, águas das regiões mais profundas fluem (aflorem) em direção à superfície, fechando o circuito. Em um planeta completamente coberto por uma camada de água com profundidade constante, com eixo de rotação perpendicular à eclíptica (plano de translação ao redor do Sol), a circulação média vertical forçada por esses gradientes de densidade seria caracterizada por células meridionais fechadas, sem nenhuma troca entre os dois hemisférios. Ou seja, águas movendo-se do Equador em direção aos polos nas regiões superiores e dos polos para o Equador nas camadas profundas.

Devido às suas peculiaridades, no planeta Terra o movimento resultante das diferenças latitudinais de temperatura (e salinidade), denominado circulação termohalina, é bem mais complicado. Em escala global, a circulação termohalina média

FIGURA 2

REPRESENTAÇÃO ESQUEMÁTICA DA CIRCULAÇÃO FORÇADA PELO VENTO NA CAMADA SUPERIOR DO OCEANO, SOBREPOSTA À DISTRIBUIÇÃO MÉDIA DE TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE DO MAR



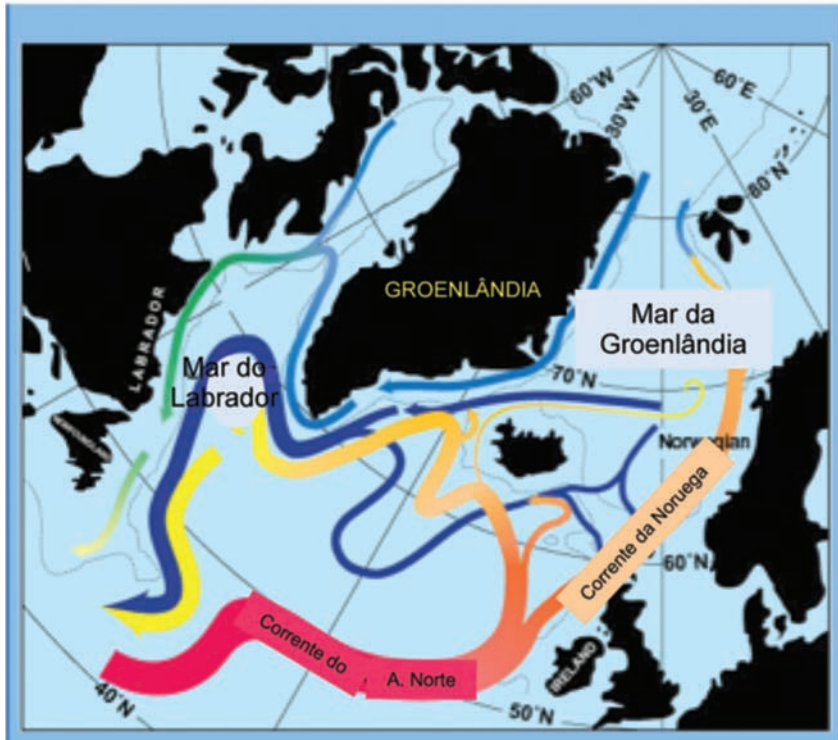
Nos subtropicais, os giros anticiclônicos transportam calor desde as regiões tropicais em direção a latitudes médias, conforme indicado pelas setas largas. No Atlântico, o ramo mais ao norte da Corrente Circumpolar Antártica (linhas de cor azul-clara) conduz águas oriundas do Pacífico até a confluência das correntes do Brasil e das Malvinas, em cerca de 40°S. Ao sul da África, anéis desprendidos da retroflexão da Corrente das Agulhas transportam águas do Índico para o Atlântico. Na zona equatorial do Atlântico Sul ocorre um transporte líquido do hemisfério sul para o norte. Nos estreitos da Indonésia, cerca de 1 sverdrup, ou 1 milhão de metros cúbicos por segundo, flui do Pacífico para o Índico, fenômeno conhecido na literatura como vazamento da Indonésia ou Indonesian Through Flow. Parte dessa água chega até o Atlântico através do “Vazamento das Agulhas”. A distribuição da TSM servindo de papel de fundo é resultado de experimento com modelo numérico de circulação geral executado no Laboratório de Modelagem e Observação Oceânica (Labmon) do IO-USP.

pode ser representada por um circuito tridimensional que se assemelha a uma esteira transportadora (Broecker, 1991), conduzindo e redistribuindo calor por todas as bacias oceânicas. O mecanismo gerador dessa correia transportadora termohalina, referido na literatura como a “bomba de calor do Atlântico Norte”, pode ser descrito da seguinte forma. No Atlântico Norte, parte das águas mais quentes e mais salinas transportadas pelo giro subtropical (Corrente do Atlântico Norte) chega até regiões subpolares (Figura 3). Nessas latitudes, o calor é transferido para a atmosfera fazendo com que essas águas vindas do sul, com maior concentração de sal, se tornem bem mais densas que as águas locais. Em consequência, afundam e fluem para o sul, distribuindo-se pelas regiões profundas de todas as bacias oceânicas. Lenta e gradativamente, porém, essas águas retornam à superfície e fluem de volta para o Atlântico Norte. O circuito pode demorar até cerca de mil anos para ser completado (Rahmstorf, 2003; Wunsch, 2002; Broecker, 2010).

Além do aumento da temperatura do oceano, outra consequência indiscutível do aquecimento do planeta, particularmente em regiões polares, é o aumento do fluxo de água doce para o oceano, resultante do derretimento de grandes quantidades de gelo. A alteração na densidade resultante dessas mudanças pode afetar significativamente a circulação termohalina (Rahmstorf, 2003; Broecker, 2010; Haarsma et al., 2011). Pesquisas paleoclimáticas sugerem forte correlação entre variações climáticas no passado e alterações na circulação termohalina (Peeters et al., 2004). No atual cenário, alguns estudos argumentam que a intensidade da circulação não irá mudar de forma apreciável no século XXI (Gent, 2011; Latif et al., 2000). Resultados de outros estudos, porém, projetam enfraquecimento significativo da circulação termohalina nos próximos cem anos, apesar de ser pouco provável que alguma mudança abrupta do clima possa acontecer ainda neste século

FIGURA 3

A “BOMBA DE CALOR DO ATLÂNTICO NORTE”,
MECANISMO PROPULSOR DA CIRCULAÇÃO TERMOHALINA GLOBAL



O calor transportado pela Corrente do Atlântico Norte é liberado para a atmosfera e afunda, dando origem à massa de água profunda do Atlântico Norte. Nas profundezas, essa água flui para o sul, ultrapassa o equador e atinge as regiões profundas das outras bacias oceânicas, de onde flui gradativamente para a superfície e retorna para o Atlântico Norte, fechando a correia transportadora global.

(Rhamstorf, 1995, 2003; Stocker & Schmittner, 1997; Dixon et al., 1999; Wood et al., 1999).

A CÉLULA DE MOVIMENTAÇÃO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO

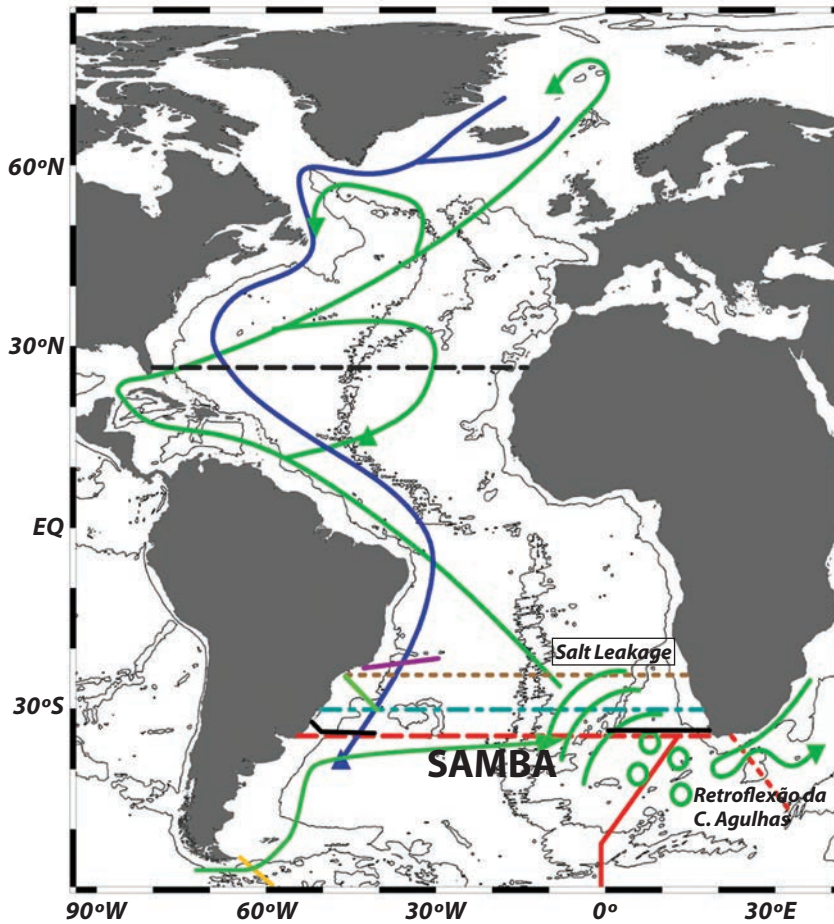
No Atlântico, a componente da circulação termohalina é uma célula vertical na direção norte-sul (meridional) denominada de Célula de Revolvimento Meridional do Atlântico (CRMA), mas mais conhecida pela sigla do nome em inglês: Atlantic Meridional Overturning Cell (Amoc). Essa célula é ilustrada esquematicamente pela Figura 4, a qual inclui também informação sobre o programa internacional Samoc (South Atlantic Meridional Overturning Circulation), estruturado para monitorar a CRMA no Atlântico Sul. De maneira geral, a CRMA é mantida pelo seguinte mecanismo: águas superficiais das outras bacias oceânicas adentram

o Atlântico Sul e eventualmente são transportadas para o Atlântico Norte. Ao passar pela região equatorial do Atlântico, essas águas se aquecem e se tornam mais salinas devido à evaporação. Ao atingir altas latitudes no hemisfério norte, particularmente no Mar da Noruega, as águas mais quentes vindas do sul liberam calor para a atmosfera e, em virtude da maior concentração de sal em comparação com as águas locais, tornam-se mais pesadas e afundam. A massa de água resultante desse afundamento, denominada Água Profunda do Atlântico Norte (Apan), flui de volta para o Atlântico Sul, de onde é exportada para as outras bacias (Broecker, 2010).

O ATLÂNTICO SUL

O ramo superior da circulação termohalina global é formado no Atlântico Sul por águas mais frias e menos salinas, provenientes do Oceano Pa-

CÉLULA DE REVOLVIMENTO MERIDIONAL DO ATLÂNTICO (AMOC)



Na região superior do oceano (primeiros mil metros), mistura de águas oriundas de outras bacias e do Atlântico Sul flui para o Atlântico Norte (verde). Próximo à Groenlândia, após ceder calor para a atmosfera, essas águas afundam e retornam para o hemisfério sul (azul). A Amoc, o Vazamento das Agulhas e outros processos estão sendo estudados pelo programa internacional Samoc (South Atlantic Meridional Overturning Circulation), na rede Samba (Samoc Basin-wide Array). O Brasil contribui com o Samoc através de projeto do Programa Fapesp de Pesquisas em Mudanças Climáticas Globais, coordenado pelo IO-USP.

cífico via Passagem de Drake, e águas mais quentes e mais salinas do Oceano Índico (Figuras 2 e 4). Ao sul da África, águas oriundas do Índico adentram o Atlântico por meio do processo conhecido como Vazamento das Agulhas: enormes quantidades de águas mais quentes e salinas do Índico aprisionadas em anéis, formados e destacados da Corrente das Agulhas (Figura 4). O laço formado pela retroflexão da Corrente das Agulhas tem em média 340 km de diâmetro e é encontrado entre 16°E e 20°E (Lutjeharms & Van Ballegooyen, 1988). Cerca de seis vezes por ano, o laço formado pela retroflexão se fecha, formando anéis com cerca de 320 km de diâmetro, os quais se destacam e

derivam para noroeste, com velocidades da ordem de 12 cm/s (Gordon, 1985). Esses anéis aprisionam enormes quantidades de águas com temperatura cerca de 5°C mais alta e salinidade cerca de 0,3 psu maior do que as do Atlântico Sul.

Do lado oeste da bacia, ao sul da América do Sul, águas mais frias e menos salinas transportadas pela Corrente Circumpolar Antártica (CCA) adentram o Atlântico Sul pela Passagem de Drake. Parte dessas águas flui para o norte, ao largo da plataforma continental argentina, formando a Corrente das Malvinas (Figura 2). Em aproximadamente 38°S essa corrente se encontra com a Corrente do Brasil (CB) e se volta para sudeste, reintegrando-se à CCA

(Campos & Olson, 1991). Na região de confluência com a CB, uma parte dessas águas vindas do Pacífico se mistura com águas locais e eventualmente contribui com a formação da massa d'água das regiões superiores do Atlântico Sul (Figuras 2 e 4).

Nas camadas superiores da região subtropical do Atlântico Sul, essas duas massas de água provenientes do Índico e do Pacífico contribuem para a formação da massa de água que circula pelo giro subtropical. No limite norte do giro, a Corrente Sul-Equatorial flui para noroeste até as proximidades da costa brasileira, onde se bifurca, entre as latitudes 5°S e 10°S (Figura 2). O ramo sul dessa bifurcação dá origem à Corrente do Brasil. O ramo norte forma o sistema de Corrente e Subcorrente Norte do Brasil, o qual transporta águas em direção ao equador, alimentando um complexo sistema de circulação que resulta em transporte líquido de águas para o hemisfério norte. O volume de águas exportado através do equador para o Atlântico Norte é igual ao volume de águas do Pacífico e Índico que é injetado no giro subtropical do Atlântico Sul. As características dessa massa de água transferida, ou seja, a temperatura e concentrações de sal e outros elementos químicos, dependem da contribuição relativa das águas oriundas das outras bacias. Alterações no volume total ou na proporção dessa mistura de águas pode ter reflexos significativos no processo de formação de águas profundas no norte do Atlântico, afetando a intensidade da corrente termohalina. Estudos baseados em modelos numéricos reportam que o Vazamento das Agulhas vem aumentando nos últimos decênios, em resposta a alterações no sistema de ventos no Atlântico Sul (Bjostoch et al., 2009; Giddy et al., 2015). Outros trabalhos com base em dados altimétricos chamam a atenção para possíveis alterações na circulação do Atlântico Sul (Goni et al., 2008; Sato & Polito, 2008).

O OCEANO E O CLIMA NO BRASIL

O clima no Brasil, assim como praticamente em toda a América do Sul, é fortemente determinado pelas interações oceano-atmosfera no Oceano Pacífico, a maior extensão de água sobre

o planeta (cerca de 1/3 da superfície da Terra). Fenômenos cíclicos como o El Niño e as oscilações decenais do Pacífico exercem forte influência na variabilidade do clima regional, assim como no resto do planeta. É de esperar, portanto, que mudanças no comportamento desses fenômenos em decorrência do aquecimento do planeta tenham impactos importantes sobre o território brasileiro.

Apesar de sua menor extensão, o Atlântico também contribui de forma importante para as condições climáticas no Brasil. Variabilidades na posição da ITCZ, decorrentes de variabilidades das distribuições de temperatura no Atlântico, estão intimamente relacionadas com o clima no Nordeste. O Oceano Atlântico é também determinante no sistema de monções da América do Sul, e contribui significativamente para o regime hidrológico em vasta área da América do Sul. Análises de registros climáticos e hidrológicos mostraram que a grande seca da Amazônia em 2005, uma das piores já registradas na região, não foi causada pelo El Niño, mas sim por aumento anômalo da temperatura no Oceano Atlântico, que pode estar relacionado ao aquecimento global (Marengo, 2008).

Na região adjacente ao território nacional, as correntes do Brasil e Norte do Brasil, originadas da bifurcação da Corrente Sul-Equatorial, transportam parte das águas oriundas das outras bacias oceânicas. O aumento na contribuição de águas oriundas do Índico pode resultar em impactos significativos nos processos físicos e bioquímicos na região oeste do Atlântico Sul. O aumento da temperatura pode resultar em aumento da quantidade de calor armazenado na região oceânica adjacente ao território brasileiro, conforme sugerem resultados de pesquisas (Sato & Polito, 2008). Anomalias da temperatura da superfície do mar e da quantidade de calor armazenado na camada de mistura podem resultar em impactos diretos na região costeira e em alterações consideráveis na circulação atmosférica e no ciclo hidrológico na região continental adjacente (Grimm, 2003; Grimm & Giorgi, 2007; Grimm & Zilli, 2009).

BIBLIOGRAFIA

- BIASTOCH, A. et al. "Increase in Agulhas Leakage Due to Poleward Shift of Southern Hemisphere Westerlies", in *Nature*, 462, 2009, pp. 495-8.
- BROECKER, W. "Unpleasant Surprises in the Greenhouse?", in *Nature*, 328, 1987, pp. 123-6.
- _____. "The Great Ocean Conveyor", in *Oceanography*, vol. 4, nº 2, 1991.
- _____. *The Great Ocean Conveyor: Discovering the Trigger for Abrupt Climate Change*. Princeton, Princeton Univ. Press., 2010.
- DIXON, K. W. et al. "The Influence of Transient Surface Fluxes on North Atlantic Overturning in a Coupled GCM Climate Change Experiment", in *Geophys. Res. Letters*, 26, 1999, pp. 2.749-52.
- CAMPOS, Edmo J. D.; OLSON, D. B. "Stationary Rossby Waves in Western Boundary Current Extensions", in *J. Phys. Oceanogr.*, 21(8), 1991, pp. 1.202-24.
- GONI, G.; BRINGAS, F.; DINEZIO, P. "Observed Variability of the South Atlantic Subtropical Gyre", in *Geophys. Res. Letters*, submitted, 2008.
- GORDON, A. L. "Indian-Atlantic Transfer of Thermocline Water at the Agulhas Retroflexion", in *Science*, 227, 1985, pp. 1.030-3.
- GRIMM, A. M. "The El Niño Impact on the Summer Monsoon in Brazil: Regional Processes versus Remote Influences", in *Journal of Climate*, 16(2), 2003, pp. 263-80.
- GRIMM, A. M.; PAL, J. S.; GIORGI, F. "Connection Between Spring Conditions and Peak Summer Monsoon Rainfall in South America: Role of Soil Moisture, Surface Temperature, and Topography in Eastern Brazil", in *Journal of Climate*, 20(24), 2007, 5.929-45.
- GRIMM, A. M.; ZILLI, M. T. "Interannual Variability and Seasonal Evolution of Summer Monsoon Rainfall in South America", in *Journal of Climate*, 22, Issue 9, 2009, pp. 2.257-75.
- HAARSMA, Reindert J. et al. "Influence of the Meridional Overturning Circulation on Tropical Atlantic Climate and Variability", in *Journal of Climate*, v. 21, pp. 1.403-16, 2008.
- HAARSMA, Reindert J. et al. "Impacts of Interruption of the Agulhas Leakage on the Tropical Atlantic in Coupled Ocean Atmosphere Simulations", in *Climate Dynamics*, v. 36, pp. 989-1.003, 2011.
- IPCC – *Intergovernmental Panel on Climate Change, Working Group I Contribution to the Fifth Assessment Report, Climate Change 2013 – the Physical Science Basis*.
- KOPP, R. E. et al. "Probabilistic Assessment of Sea Level During the Last Inter-glacial Stage", in *Nature*, 462, 2009, pp. 863-7.
- LATIF, M. et al. "Tropical Stabilization of the Thermohaline Circulation in a Green-house Warming Simulation", in *J. Climate*, 13, 2000, pp. 1.809-13.
- LE QUÉRÉ, C. et al. "The Global Carbon Budget 1959-2011", in *Earth Syst. Sci. Data*, 5, 2013, pp. 165-85, doi: 10.5194/essd-5-165.
- LUTJEHARMS, J. R. E.; BALLEGOOYEN, R. C. van. "The Retroflexion of the Agulhas Current", in *Journal of Physical Oceanography*, 18, 11, 1988, pp. 1.570-83.
- MARENGO, J. A. et al. "Hydro-climatic and Ecological Behaviour of the Drought of Amazonia in 2005", in *Phil. Trans. R. Soc. B*, 2008.
- MILLER L.; DOUGLAS, B. C. "Mass and Volume Contributions to 20th Century Global Sea Level Rise", in *Nature*, 428, 2004, pp. 406-9.
- ORR, J. C. et al. "Anthropogenic Ocean Acidification Over the Twenty-First Century and its Impact on Calcifying Organisms", in *Nature*, 437, 2005, pp. 581-6.

- PEETERS, F. J. C. et al. "Vigorous Exchange Between the Indian and Atlantic Oceans at the End of the Past Five Glacial Periods", in *Nature*, 430, 2004, pp. 661-5.
- RAHMSTORF, S. "The Concept of the Thermohaline Circulation", in *Nature*, 421 (6924), 2003, p. 699.
- _____. "Bifurcations of the Atlantic Thermohaline Circulation in Response to Changes in the Hydrological Cycle", in *Nature*, 378, 1995, pp. 145-9.
- SABINE, Christopher S. et al. "The Oceanic Sink for Anthropogenic CO₂", in *Science*, 305(5682), 2004, pp. 365-71.
- SATO, O.; POLITO, P. "Influence of Salinity on the Interannual Heat Storage Trends in the Atlantic Estimated from Altimeters and the Pilote Research Moored Array in the Tropical Atlantic Data", in *Journal of Geophysical Research.*, 113, C02008, 2008.
- STOCKER, T. F.; SCHMITTNER, A. "Influence of CO₂ Emission Rates on the Stability of the Thermohaline Circulation", in *Nature*, 388, 1997, pp. 862-5.
- WOOD, R. A. et al. "Changing Spatical Structure of the Thermohaline Circulation in Response to Atmospheric CO₂ Forcing in a Climate Model", in *Nature*, 399, 1999, pp. 572-5.
- WUNSCH, C. "What Is the Thermohaline Circulation?", in *Science*, 298 (5596), 2002, pp. 1.179-81.



Vapor de água na atmosfera: do efeito estufa às mudanças climáticas

Henrique M. J. Barbosa

RESUMO

Uma molécula de água interage tanto com a radiação solar quanto com a radiação de onda longa emitida pela superfície do nosso planeta. Se não fosse por essa absorção, que responde por 2/3 do efeito estufa natural e mantém a atmosfera e a superfície aquecidas, o clima não seria como conhecemos hoje e possivelmente não haveria vida na Terra. A presença do vapor de água no sistema climático também possibilita um eficiente transporte vertical de energia da superfície para a troposfera, modificando o perfil de temperatura através das trocas de calor envolvidas nas mudanças de fase ao se formar uma nuvem. As nuvens, por sua vez, cobrem 2/3 do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário de 15% para 30%, mas ao mesmo tempo também absorvem radiação infravermelha que de outro modo seria perdida para o espaço. Neste artigo, iremos mostrar que, para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

Palavras-chave: vapor de água; efeito estufa; nuvens; balanço de radiação terrestre.

ABSTRACT

A water molecule interacts with both solar and longwave radiation emitted by Earth's surface. Were it not for such absorption, which accounts for 2/3 of the natural greenhouse effect and keeps the atmosphere and surface warm, climate would not be as we know it today and possible life would not be possible on Earth. The presence of water vapor in the climate system also allows for an efficient vertical transport of energy from the surface to the troposphere, modifying the vertical profile of temperature through the heat exchanges involved in the phase changes of water to form a cloud. On their turn, clouds cover 2/3 of the sky – and their interaction with solar radiation increases the planetary albedo from 15 to 30% – whereas they also trap infrared radiation that would otherwise be lost to space. In this article we will show that if we are to keep advancing our understanding of climate and climate change, we have to keep advancing our understanding of the roles water vapor and clouds play in our atmosphere.

Keywords: water vapor; greenhouse effect; clouds; Earth radiation budget.

A presença de vapor de água determina em grande parte as propriedades da atmosfera do nosso planeta. As características radiativas da água, em seus três estados de fase, determinam a magnitude do efeito estufa, do albedo planetário e, portanto, da temperatura da superfície da Terra. Essas e as propriedades térmicas da molécula H₂O determinam a intensidade do ciclo hidrológico e influenciam a estrutura termodinâmica da troposfera e a circulação dos ventos.

É surpreendente que a água tenha um papel tão importante na atmosfera já que ela representa apenas 0,25% da massa total. Isso é equivalente a uma camada fina de água líquida de apenas 2,5 cm de profundidade, distribuída na atmosfera na forma de vapor (99,5%) e de gotas ou cristais de gelo (0,5%), sendo que 99% estão contidos na troposfera, a camada mais baixa da atmosfera e que se estende de 8 a 16 km acima da superfície. Nos continentes, na forma de geleiras, lagos, rios, e embebida no solo, a quantidade de água é equivalente a uma camada líquida de 50 m a 75 m, dois mil a três mil vezes em maior quantidade do que na atmosfera. Os oceanos, obviamente, são

o maior reservatório. Se distribuíssemos a água presente neles sobre toda a superfície da Terra, a profundidade seria de 2,8 km, ou seja 118 mil vezes mais água do que temos na atmosfera.

Não importa como você olhe para a questão, a água em suspensão na atmosfera é o estado menos provável de se encontrar uma molécula de água no nosso planeta, ainda assim, essas moléculas fazem uma enorme diferença para o clima. Para entender como isso acontece, iremos precisar de alguns conceitos de termodinâmica, eletromagnetismo e da física quântica para explicar o que controla o delicado balanço de energia e, portanto, o clima do nosso planeta.

BALANÇO DE RADIAÇÃO

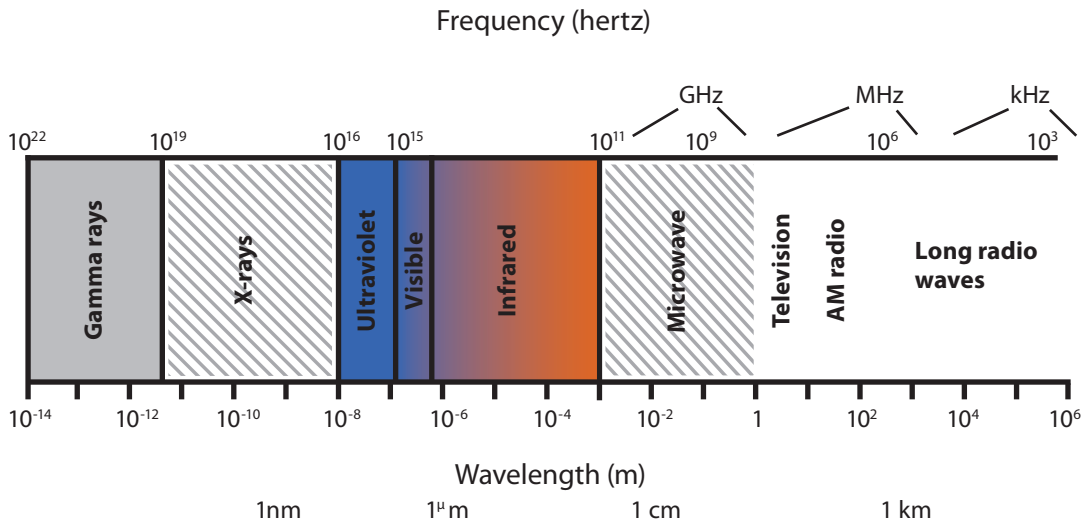
O Sol, a estrela no centro do nosso sistema solar, é um poderoso reator de fusão nuclear que transforma hidrogênio em hélio liberando uma enorme quantidade de energia no processo. Essa energia é enviada numa viagem sem volta pelo espaço na forma de radiação eletromagnética. Radiação eletromagnética é a propagação de energia na forma de ondas eletromagnéticas, que incluem raios X, raios ultravioleta, luz visível, calor, micro-ondas, ondas de TV e ondas de rádio (Figura 1). Não apenas o Sol, mas todos os corpos emitem radiação segundo a lei de radiação de Planck¹. O

1 A equação de Planck para a emissão de radiação por unidade de volume e por unidade de comprimento de onda é $S_\lambda = (8\pi hc/\lambda^5)/(e^{hc/\lambda kT} - 1)$, onde λ é o comprimento de onda, h é a constante de Planck, c é a velocidade da luz, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

HENRIQUE M. J. BARBOSA é professor do Instituto de Física da Universidade de São Paulo.

FIGURA 1

**ESPECTRO ELETROMAGNÉTICO MOSTRANDO
DESDE RAIOS GAMA ATÉ ONDAS DE RÁDIO**



A luz visível tem comprimentos de onda (escala inferior) entre 390 nm e 750 nm.
 Fonte: ©The COMET Program (http://www.met.ed.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_2.htm)

quanto é emitido de radiação em cada uma dessas faixas do espectro eletromagnético depende da temperatura do corpo emitindo a radiação. No caso do nosso Sol, sua temperatura é ~5780 K e temos parte da radiação solar² na forma de luz visível (44%), infravermelho próximo (37%) e ultravioleta (7%), como mostra a Figura 2. O máximo da curva de emissão está próximo ao verde (560 nm), que também corresponde ao máximo de eficiência dos nossos olhos, e muitos cientistas afirmam que nós evoluímos para enxergar as cores do nosso Sol (ver, por exemplo, a discussão em Soffer e Lynch, 1999). Já a superfície do nosso planeta, cuja temperatura média é de 14°C, emite primordialmente radiação no infravermelho distante (calor), que é invisível ao olho humano.

O total de energia radiante emitido pelo Sol pode ser obtido utilizando-se a equação de Planck e somando-se a contribuição de todos os comprimentos de onda possíveis. Ao fazer isso, obtemos

uma nova equação, que chamamos de lei de Stefan-Boltzmann³ e que nos diz que a energia (J – joules) eletromagnética emitida por segundo (J/s ou W – watts) e por unidade de área superficial (W/m²) depende da quarta potência da temperatura dessa superfície. Utilizando essa equação, encontramos que o Sol emite 6,3 x 10⁷ W/m². O raio do Sol é de ~700 mil km, assim o total de energia emitida por segundo é 3,85 x 10²⁶ W. Essa quantidade é tão grande que em 1 s seria suficiente para suprir o nosso consumo mundial de energia (~143.851 TWh por ano⁴) durante ~743 mil anos!

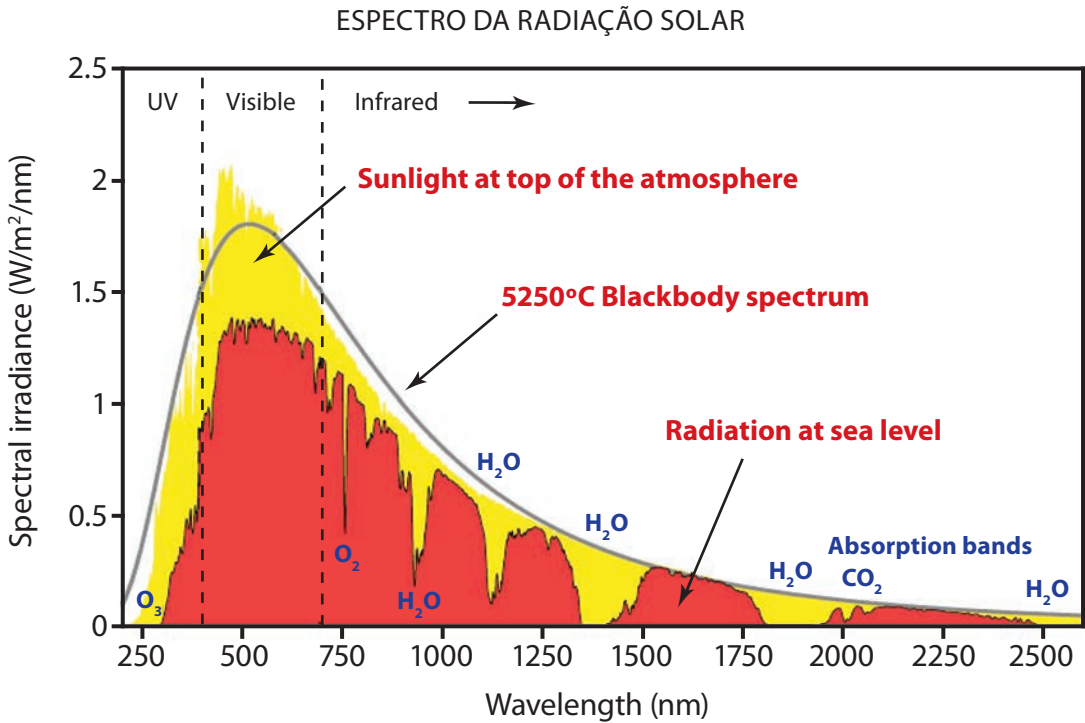
Entretanto, como a Terra está a 150 milhões de quilômetros de distância do Sol, apenas uma fração muito pequena da energia emitida chega até nós. A quantidade de energia solar que recebemos por segundo por metro quadrado no topo da atmosfera é de ~1.365 W/m². Considerando que apenas o lado iluminado da Terra recebe essa radiação e que

2 A radiação solar também é chamada de radiação de ondas curtas, pois seus comprimentos de onda são menores que aqueles na faixa do infravermelho distante, característicos da emissão da superfície.

3 A equação de Stefan-Boltzmann é $E = \sigma T^4$, onde E é a energia emitida por unidade de área, T é a temperatura, e σ é a constante de Stefan-Boltzmann.

4 1 terawatt-hora (TWh) = 1 bilhão de quilowatts-hora (kWh) = 1.012 watts-hora.

FIGURA 2



No topo da atmosfera (amarelo) e na superfície (vermelho), segundo o espectro solar de referência (Kurucz, 1984). Este se ajusta aproximadamente a uma curva de emissão de um corpo negro, exceto pelas linhas de absorção de átomos mais pesados presentes na atmosfera do Sol. A diferença entre o espectro no topo e na superfície é devida ao espalhamento e absorção da radiação ao atravessar a nossa atmosfera.

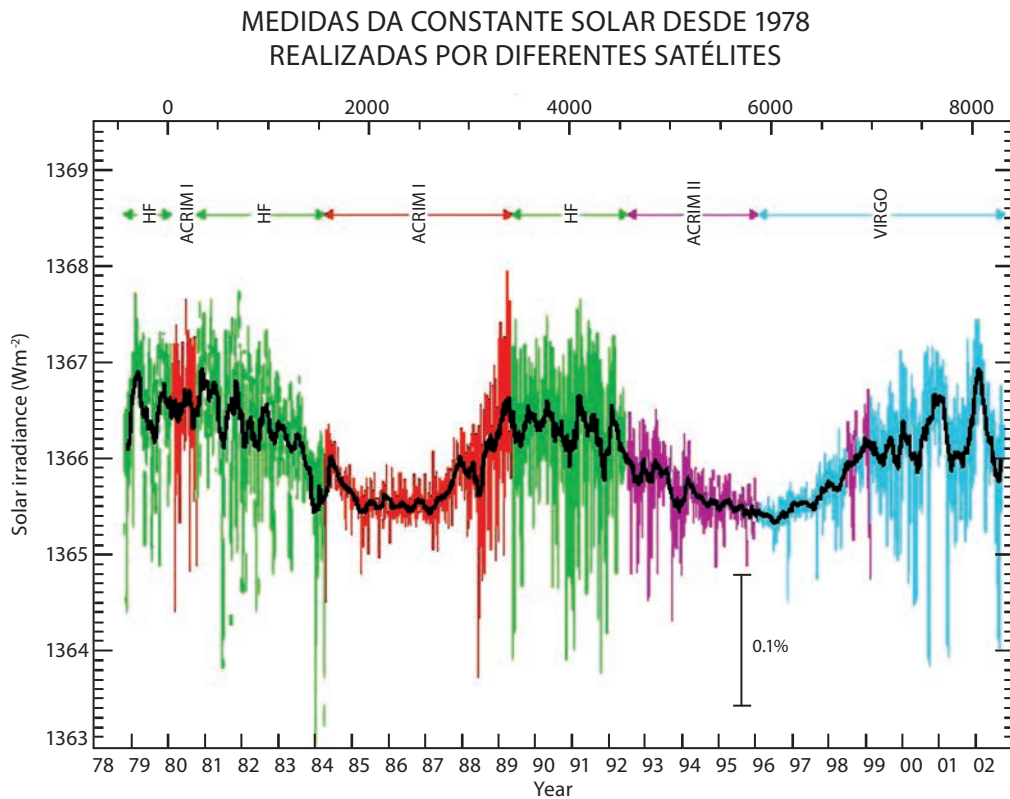
Fonte: commons.wikimedia.org/wiki/File:Solar_Spectrum.png

existe uma inclinação entre a superfície e a direção dos raios solares, pode-se calcular o valor médio global e anual da radiação solar incidente, que é bem menor, de apenas $340,2 \pm 0,1 \text{ W/m}^2$ (Stephens et al., 2012). Esse fluxo de energia que recebemos do Sol é praticamente constante ao longo do tempo se considerarmos uma média de longo prazo. As flutuações são controladas principalmente por processos periódicos como a variação da distância da Terra até o Sol e o ciclo de atividade solar, como mostra a Figura 3. A consequência dessa entrada constante de energia no sistema climático é um clima quase estacionário. Dizemos quase estacionário pois o balanço de energia e a respectiva temperatura média mudam lentamente, com as mudanças, por exemplo, na posição dos continentes, que levam centenas de milhões de anos (Wegener, 1922), na orientação do eixo de rotação, que levam dezenas a centenas de milhares de anos (Milankovitch, 1930), e na composição da atmosfera, entre as duas escalas de tempo, se não considerarmos a atividade humana (Feldman et al., 2015).

Essa energia média incidente no topo da atmosfera pode ser absorvida, refletida, ou espalhada pelos diferentes componentes do sistema climático, como as nuvens, por exemplo. Os gases atmosféricos, apesar de transparentes à luz visível, também absorvem e espalham parte da energia solar incidente. É por isso que o espectro solar medido ao nível do mar é menos intenso que o medido no topo da atmosfera. Como mostrado na Figura 2, os principais responsáveis por essa absorção são o ozônio, na faixa do ultravioleta, e o vapor de água, no infravermelho, e em menor parte o CO_2 . Devemos lembrar que os gases são formados por moléculas, e que portanto são essas moléculas que estão absorvendo a radiação. Quando isso ocorre, a distribuição de energia das moléculas⁵ que

5 A área da física que explica o caráter microscópico da temperatura é a mecânica estatística. A distribuição de velocidades das moléculas em um gás a temperatura constante é descrita pela função distribuição de Maxwell-Boltzmann, $f(v) = (m/2\pi kT)^{3/2} 4\pi v^2 e^{-mv^2/2kT}$, onde m é a massa da molécula, k é a constante de Boltzmann, e T é a temperatura.

FIGURA 3



O que parece ser ruído é variabilidade natural, causada por manchas solares que mudam de tamanho e posição. A variação da ordem de um ano é devida à posição da Terra em relação ao Sol, e a de 11 anos é devida ao ciclo de atividade solar.

Fonte: the Virgo/SOHO team (http://science.nasa.gov/media/medialibrary/2003/01/16/17jan_solcon_resources/stitch_big.jpg)

constituem o ar irá mudar para valores mais altos. Com mais energia, as moléculas se deslocam mais rapidamente, e esse aumento no grau de agitação molecular é o que macroscopicamente identificamos como aumento de temperatura.

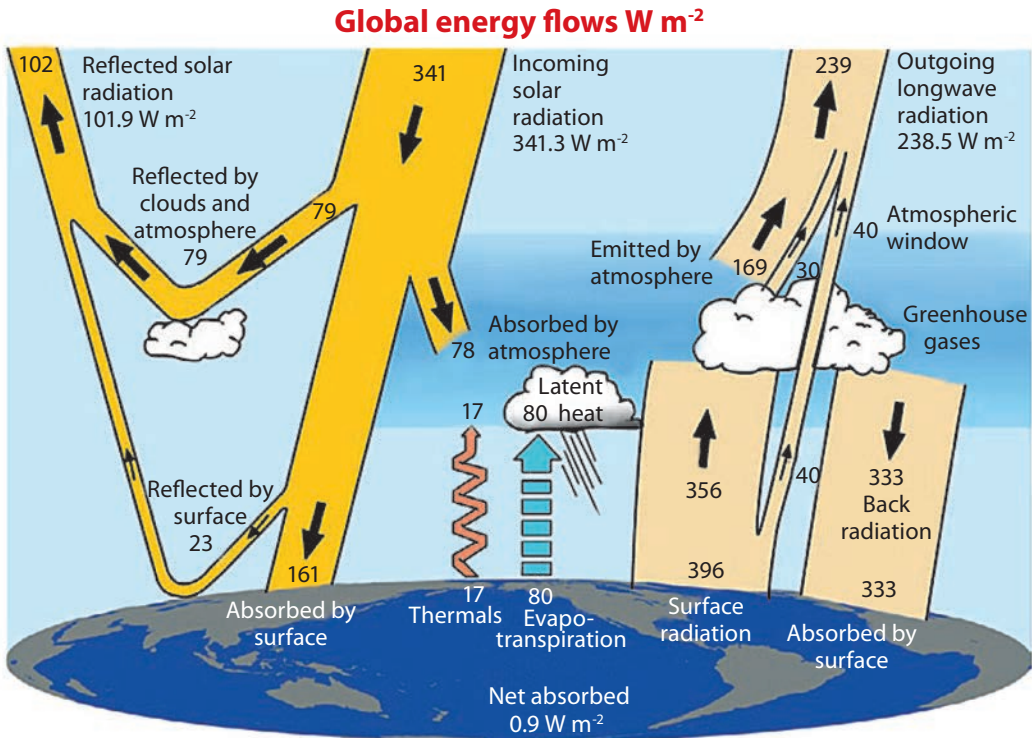
A radiação solar, entretanto, não é a única radiação se propagando na atmosfera e que pode ser absorvida pelas moléculas do ar causando aumento de temperatura. Todos os componentes do sistema climático emitem radiação eletromagnética, de acordo com as equações de Planck e de Stefan-Boltzmann. Para as temperaturas tipicamente encontradas na atmosfera, a emissão se dá primordialmente no infravermelho, e acabamos de ver, por exemplo, que H_2O e CO_2 absorvem nessa faixa espectral. Mais do que isso, as próprias moléculas do ar também emitem radiação, o que diminui o nível de energia dessas moléculas e diminui a temperatura do ar. Assim, para saber se a temperatura do ar irá aumentar ou diminuir, devemos calcular se as

moléculas estão absorvendo mais energia do que perdendo, ou vice-versa respectivamente. Esse aumento de temperatura devido ao aumento do nível de energia das moléculas (saldo positivo no balanço de radiação) é um conceito simples mas fundamental e que explica toda a ciência do efeito estufa e das mudanças climáticas.

A Figura 4 mostra como é a repartição de energia no sistema climático e resume décadas de medidas experimentais tanto no solo quanto com instrumentos a bordo de satélites. Esses dados experimentais mostram que o sistema climático está em equilíbrio, uma vez que a radiação solar absorvida é igual ao total de radiação de onda longa emitida pela Terra para espaço. Isso significa que a quantidade de energia média armazenada no sistema climático é constante, e que portanto a temperatura média é constante. Fazer a conta de qual será a temperatura média do planeta para um certo nível de energia acumulado no sistema climático é mais complicado, por isso consideraremos apenas

FIGURA 4

MÉDIA GLOBAL E ANUAL DO BALANÇO DE ENERGIA DA TERRA ENTRE MARÇO DE 2000 E MAIO DE 2004



As setas largas indicam esquematicamente o fluxo de energia na proporção de sua importância.
 Fonte: ©American Meteorological Society. Used with permission (Trenberth et al., 2009, p. 314)

dois casos simples: 1) sem atmosfera ou 2) apenas uma camada homogênea.

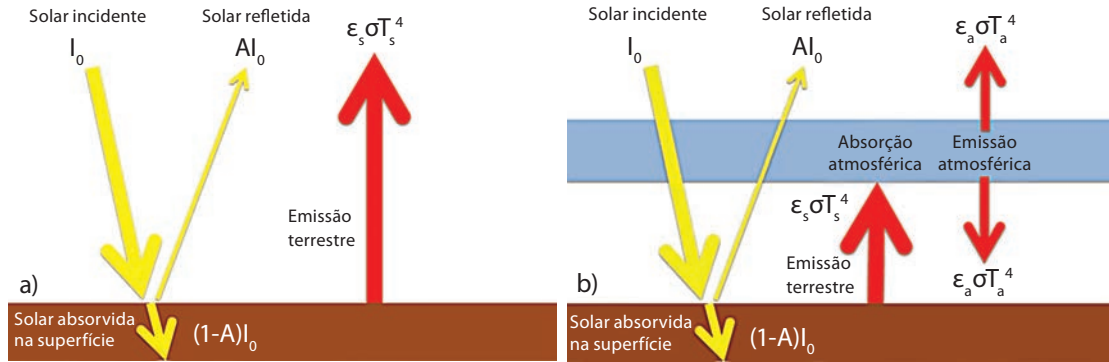
Inicialmente, é importante fazer uma correção na equação de Stefan-Boltzmann e considerar que nem todas as superfícies têm a mesma eficiência para emitir radiação, ou, usando o jargão científico, a mesma emissividade. A emissividade, ϵ , de uma superfície é uma grandeza adimensional que varia entre 0 e 1 e multiplica a equação de Stefan-Boltzmann. Devemos também considerar a lei de Kirchhoff, que diz que, em equilíbrio termodinâmico, a emissividade de uma superfície deve ser igual à absorvidade. Um corpo ideal com emissividade $\epsilon = 1$ e em equilíbrio, portanto, absorve toda a radiação incidente sobre sua superfície, por isso é chamado de corpo negro. No caso não ideal, tem-se $0 < \epsilon < 1$ e, portanto, o corpo não absorve toda a radiação incidente, mas também emite uma quantidade menor, o que significa que ele será parcialmente transparente e por isso chamamos de corpo cinza. Para encontrar a temperatura de equi-

líbrio, basta então considerar que o sistema está em equilíbrio e que portanto sua temperatura deve ser tal que a emissão de energia calculada pela lei de Stefan-Boltzmann é igual à absorção de energia.

No caso sem atmosfera, as únicas componentes do balanço de radiação seriam a radiação solar incidente, a refletida e a perda de calor pela superfície (Figura 5a). Utilizando a equação de Stefan-Boltzmann com $\epsilon = 0,95$ e assumindo que a superfície reflete 30% da radiação solar incidente, a temperatura de equilíbrio da superfície seria $-15^{\circ}C$. Na presença de uma camada homogênea, alguns componentes irão absorver parte da radiação de onda longa emitida pela superfície, e a própria atmosfera irá emitir radiação de onda longa, correspondendo a sua temperatura, para cima e para baixo (Figura 5b). Assumindo que a emissividade da atmosfera vale $\epsilon = 0,75$, a temperatura de equilíbrio da superfície seria de $+14^{\circ}C$. A presença de gases na atmosfera que absorvem a radiação infravermelha, portanto, aquece a super-

FIGURA 5

DIAGRAMAS ESQUEMÁTICOS COM AS COMPONENTES DO BALANÇO DE RADIAÇÃO NOS CASOS DO PLANETA TERRA



a) sem atmosfera e b) com uma atmosfera simples de uma camada com temperatura constante

fície. Esse mecanismo é chamado de efeito estufa natural e permite a existência de água líquida e vida no planeta. Ainda que esses cálculos sejam bastante simplificados, os valores que obtemos são bem próximos dos valores exatos.

É importante ressaltar que esse conceito de balanço de energia entre a radiação solar absorvida e a emissão de radiação de onda longa no topo da atmosfera só faz sentido se for considerada a média global de longo prazo. Como sabemos, as regiões tropicais recebem mais energia do Sol e por isso também são mais quentes do que as regiões polares. A diferença de temperatura significa que uma quantidade diferente de radiação de onda longa é perdida para o espaço nas duas regiões, mas isso não é suficiente para compensar o excesso de radiação solar absorvido. Assim, sempre há uma desigualdade regional entre as duas componentes do balanço de radiação: saldo positivo nos trópicos e negativo nas regiões polares. Essa diferença na distribuição espacial da radiação solar é mostrada na Figura 6. Como os trópicos não estão esquentando indefinidamente, deve existir outro mecanismo de redistribuição de energia no sistema climático. De fato, a distribuição irregular de energia na superfície do planeta induz gradientes horizontais de temperatura e, conseqüentemente, gradientes de pressão que empurram os ventos na troposfera. Os ventos, por sua vez, empurram a água na superfície do oceano, produzindo correntes oceânicas. São esses mesmos ventos e correntes oceânicas

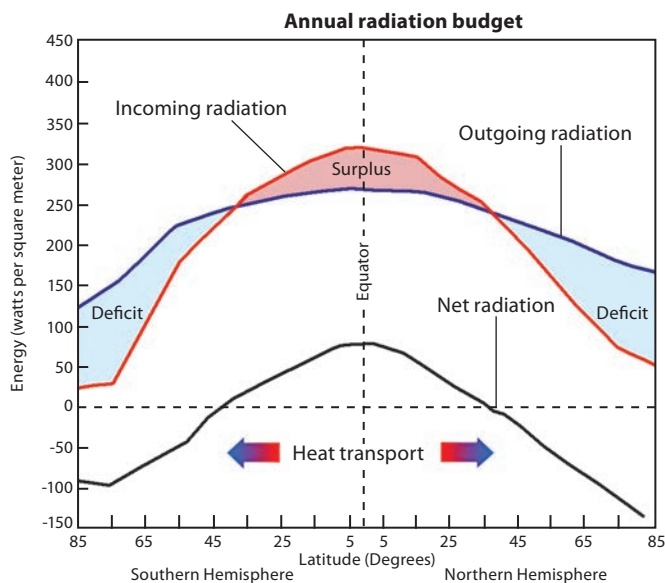
que transportam o excesso de energia dos trópicos para as regiões polares.

O PAPEL RADIATIVO DO VAPOR DE ÁGUA

Os principais gases de efeito estufa na nossa atmosfera são vapor de água, dióxido de carbono, ozônio, metano e óxido nítrico. A Tabela 1 mostra qual o efeito radiativo de cada um. A água se sobressai por suas propriedades físicas e radiativas. Como mostra a Figura 7, a molécula de vapor de água absorve radiação principalmente na faixa infravermelha do espectro eletromagnético. O formato da molécula de água, com três momentos de inércia diferentes, produz uma infinidade de modos de vibração e rotação cuja combinação responde pelas linhas de absorção indicadas na figura. São tantas linhas, tão próximas, que formam um contínuo de absorção. Essa absorção em grandes faixas do espectro EM faz do vapor de água o principal absorvedor da radiação solar e terrestre, com 51 W/m², enquanto o CO₂ absorve menos da metade, 24 W/m², e todos os outros gases juntos absorvem outros 11 W/m². Alguns gases, como o vapor de água e o ozônio, também absorvem parte da radiação solar incidente, aquecendo a atmosfera mas esfriando a superfície. Esse efeito, entretanto, é menor que o de aquecimento, e por isso o efeito estufa aquece a superfície.

FIGURA 6

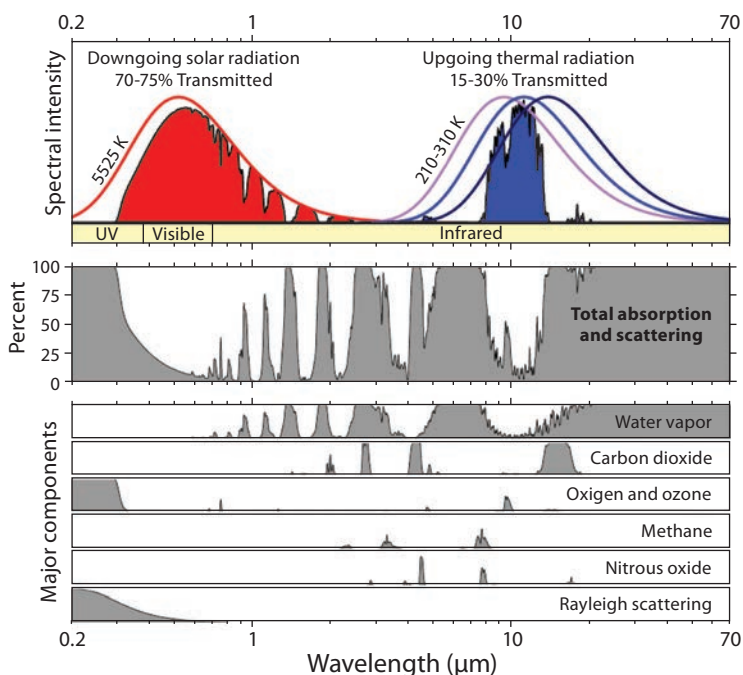
MÉDIA ZONAL DA RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE E DA RADIAÇÃO DE ONDA LONGA EMERGENTE NO TOPO DA ATMOSFERA



A região tropical recebe mais energia do que perde. A circulação atmosférica e as correntes oceânicas são responsáveis por transportar esse excedente.
 Fonte: ©The COMET Program (http://www.meted.ucar.edu/tropical/textbook_2nd_edition/print_1.htm)

FIGURA 7

RADIAÇÃO TRANSMITIDA PELA ATMOSFERA



Os gases têm um padrão característico de absorção. Enquanto são transparentes para alguns comprimentos de onda, interagem fortemente com outros, absorvendo-os totalmente. Para os comprimentos de onda da radiação solar, os principais absorvedores são H_2O e O_3 , enquanto, para a radiação terrestre, são H_2O e CO_2 .
 Fonte: imagem criada por Robert A. Rohde/Global Warming Art

TABELA 1

EFICIÊNCIA RADIATIVA, CONCENTRAÇÃO, EFEITO ESTUFA E FORÇANTE RADIATIVA DOS PRINCIPAIS GASES NA ATMOSFERA

	Eficiência radiativa (W m ⁻² /ppb)	Concentração pré-industrial	Efeito estufa natural (W m ⁻²)		Concentração no ano de 2011	Forçante antrop. (W m ⁻²)
H ₂ O			75	51		
CO ₂	1,37 · 10 ⁻⁵	278 ± 2 ppm	32	24	390,4 ± 0,2 ppm	1,82
O ₃			10	7		0,35
CH ₄	3,63 · 10 ⁻⁴	722 ± 25 ppb	8	4	1.803,2 ± 1,2 ppb	0,48
N ₂ O	3,03 · 10 ⁻³	270 ± 7 ppb			324,3 ± 0,1 ppb	0,17
CF ₄	0,1	34,7 ± 0,2 ppt			79,0 ± 0,1 ppt	0,0041
Outros						0,01
Total			125	86		2,83

A eficiência radiativa e as concentrações em 1750 (pré-industrial) e em 2011 são as indicadas em Hartmann et al. (2013). As concentrações não são informadas para o H₂O e o O₃ porque variam muito espacial e temporalmente. O efeito estufa natural foi estimado por Kiehl et al. (1997) para a condição de céu limpo (em preto) e céu com nuvens (em azul). A forçante radiativa antropogênica foi estimada por Myhre et al. (2013), e não foi incluída porque é considerada como retroalimentação.

A Tabela 1 também mostra qual a eficiência radiativa dos gases de efeito estufa de vida longa, ou seja, quantos W/m² extras são retidos no sistema climático para cada 1 ppb extra na concentração. A forçante antropogênica (última coluna) é obtida multiplicando-se a diferença entre a concentração atual e a pré-industrial pela eficiência radiativa. O leitor atento deve ter percebido que a coluna do efeito estufa natural não foi calculada da mesma maneira: por exemplo, a forçante natural de 278 ppm de CO₂ vale 32 W/m² mas não é dada pelo produto dessa concentração pela eficiência radiativa. Isso acontece porque a concentração é muito alta e diversos comprimentos de onda são totalmente absorvidos por essa quantidade de CO₂, ou seja, algumas bandas estão saturadas e por isso a eficiência radiativa é baixa. Ao variar a concentração entre zero e o valor pré-industrial, entretanto, isso não acontece.

Diferentemente dos outros gases indicados na Tabela 1, o vapor de água não é emitido em quantidades significativas por atividades humanas, ou produzido como subproduto de reações químicas a partir de precursores antropogênicos. A quan-

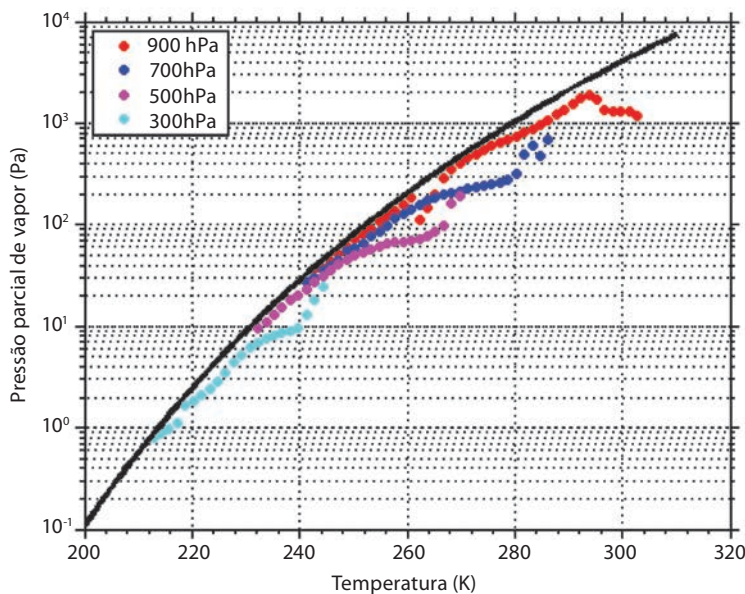
tidade de água na atmosfera é limitada pelas leis da termodinâmica. De acordo com a equação de Clausius-Clapeyron⁶, a pressão de vapor de saturação, que corresponde à maior quantidade de água possível na forma de vapor, depende não linearmente da temperatura. Assim, a distribuição espacial e vertical do vapor de água na atmosfera é limitada pela distribuição de temperaturas devido à segunda lei da termodinâmica.

Esse forte vínculo entre água e temperatura fica evidente na Figura 8, que mostra que a quantidade de vapor de água na atmosfera tem um limite superior dado exatamente pela pressão de vapor de saturação. Porque a água está tão intimamente ligada à temperatura, e o sistema climático está em equilíbrio radiativo-convectivo, a água tem um grande potencial para amplificar os efeitos das mudanças climáticas. A razão é que, ao aumentar a concentração de CO₂, aumenta-

6 A equação de Clausius-Clapeyron pode ser escrita como $d \ln(e_s) = L_v d \ln(T) / R_v T$, onde e_s é a pressão de vapor de saturação, T é a temperatura do ar, e L_v é o calor latente de vaporização, e R_v é a constante dos gases para o vapor de água.

FIGURA 8

MÉDIA CLIMATOLÓGICA DE 1980 A 2009 DA PRESSÃO PARCIAL DO VAPOR DE ÁGUA EM FUNÇÃO DA TEMPERATURA NA ATMOSFERA



Os valores são limitados pela pressão de vapor de saturação (linha sólida). Cada ponto corresponde a uma posição no globo, e as cores indicam diferentes níveis de pressão.

Fonte: dados são da reanálise ERA Interim fornecidos pelo European Centre for Medium-Range Weather Forecasts

-se a absorção de radiação infravermelha, o que aumenta a temperatura e a pressão de vapor de saturação exponencialmente (Figura 8). Aumentar a pressão de vapor de saturação, por sua vez, permite reter uma maior quantidade de vapor de água na atmosfera, o que vai aumentar ainda mais a absorção de radiação infravermelha, um mecanismo de retroalimentação positivo.

Esse mecanismo de retroalimentação já foi quantificado através de simulações com modelos climáticos (Schneider et al., 1998). Dobrando a concentração de CO₂ mas mantendo a umidade e as nuvens constantes, encontra-se um aumento global de temperatura da superfície de apenas 1,08 K. Ao permitir que a concentração do vapor de água aumente, mas ainda mantendo as nuvens constantes, o aquecimento é de 1,8 K. Finalmente, permitindo que tanto o vapor de água quanto as nuvens produzidas por esse vapor respondam ao aquecimento do CO₂, a temperatura da superfície aumenta 2,3 K.

A amplificação da forçante radiativa não é a única consequência da presença do vapor de água na atmosfera. As mudanças de fase do vapor de

água, com a liberação ou absorção de calor latente, determinam o perfil termodinâmico da atmosfera. As nuvens que se formam a partir da condensação do vapor interagem diretamente com a radiação solar e terrestre, modulando o clima. O ciclo hidrológico também pode mudar em resposta a essas forçantes externas. Trataremos desses tópicos na próxima seção.

O PAPEL DAS NUVENS NO BALANÇO RADIATIVO E NO PERFIL TERMODINÂMICO

Quando uma parcela de ar próxima da superfície é aquecida, ela sobe, em um movimento que chamamos de convecção. Devido à redução da pressão, ela se expande e esfria, o que reduz a pressão de vapor de saturação. Como a quantidade de água na parcela ainda é a mesma, vai se chegar a um ponto em que a pressão parcial do vapor será igual à pressão de saturação. Continuando o movimento ascendente, a pressão de vapor ultrapassaria o valor

máximo permitido. O que acontece, entretanto, é que a água muda de fase, e todo o excesso de vapor se converte em pequenas gotas, formando uma nuvem e, eventualmente, chuva. Como vimos que quase toda a energia que recebemos do Sol é absorvida na superfície, esse mecanismo de formação de nuvem é bastante comum, e podemos dizer que a troposfera, principalmente na região tropical, é caracterizada por movimentos convectivos.

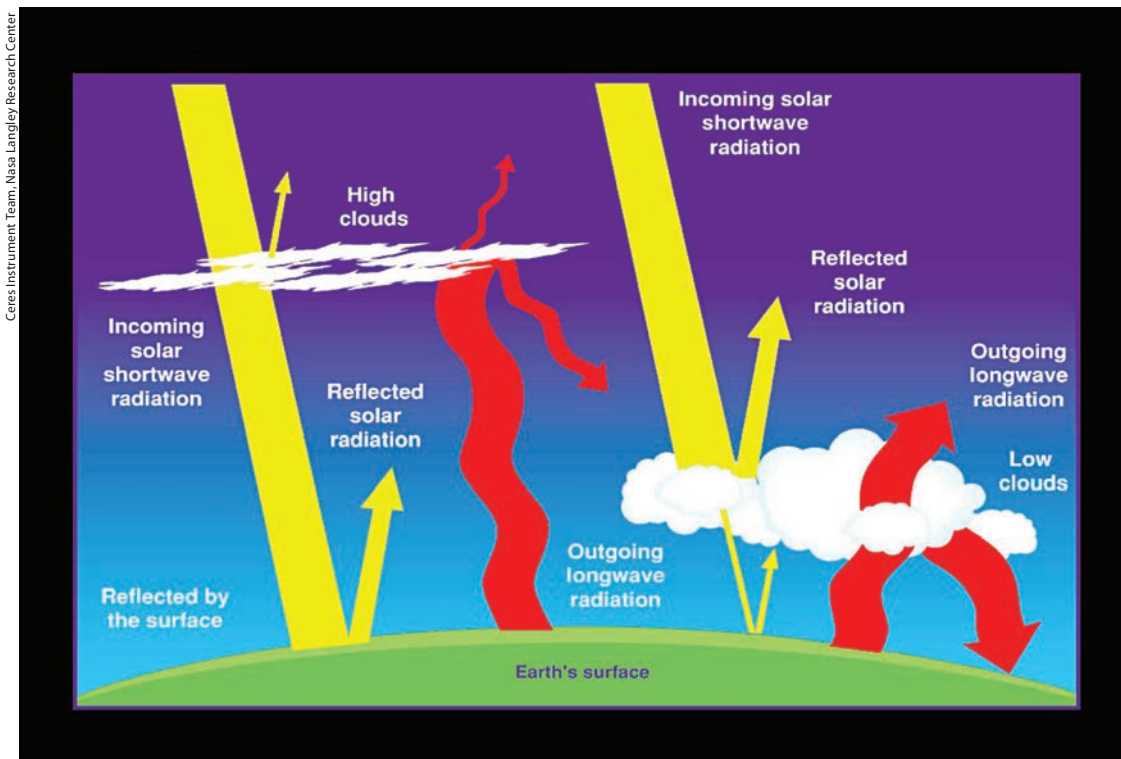
A água condensada, que chamamos coletivamente de hidrometeoros, pode assumir várias formas, como por exemplo cristais, gotículas, flocos de neve, gotas de chuva e granizo. A sua interação com a radiação eletromagnética depende do seu índice de refração e do seu tamanho em relação ao comprimento de onda da radiação. Como os tamanhos típicos das gotículas de nuvem (5-30 μm) e dos cristais de gelo (30-100 μm) estão próximos aos comprimentos de onda do IR próximo, as nuvens são eficientes absorvedores de radiação terrestre. Na

faixa da radiação visível, de comprimento de onda bem menor que o tamanho dos hidrometeoros, a radiação eletromagnética será primordialmente espalhada. O consenso científico hoje é de que as nuvens baixas, com bastante água líquida, esfriam o planeta, mas nuvens altas e de gelo, como os cirrus, funcionam como cobertores, aquecendo o planeta (Figura 9). Apesar de conterem apenas 0,5% da água da atmosfera, as nuvens provocam um grande efeito radiativo: de esfriamento do planeta, pela reflexão de 50 W/m^2 de ondas curtas⁷, e de aquecimento, pelo aprisionamento de 25 W/m^2 de ondas longas. O efeito combinado é de esfriamento de 25 W/m^2 , contrabalançando o efeito estufa natural do CO_2 de aquecimento (Tabela 1). É por esse motivo que se

⁷ As nuvens cobrem em média 64% do céu, e sua interação com a radiação solar aumenta o albedo planetário médio, isto é, quanto da radiação incidente é refletido, de 15% para 30%.

FIGURA 9

EFEITO DAS NUVENS NO BALANÇO DE RADIAÇÃO



Nuvens baixas refletem muita radiação solar, mas têm pouco efeito na emissão de radiação de onda longa. Nuvens altas, por outro lado, não refletem tanta radiação solar, mas têm um grande efeito na emissão de ondas longas.

Fonte: <http://visibleearth.nasa.gov/view.php?id=54219>

acredita que uma pequena alteração na cobertura de nuvens poderia ser suficiente para mitigar a forçante radiativa antropogênica (Slingo, 1990)

Além dessa interação direta da nuvem com o campo de radiação, a água em seu interior também libera (e absorve) energia ao mudar de fase de vapor para líquido (de líquido para vapor). Assim, as nuvens transportam calor da superfície, onde há evaporação, para a troposfera, onde há condensação. Além disso, o próprio vapor de água também está sendo transportado pelo movimento convectivo. No topo da nuvem, onde as gotas estão evaporando, há umedecimento do ar. A quantidade de energia transportada verticalmente pelas nuvens é tão grande que afeta o perfil vertical de temperatura. Na troposfera, a temperatura decresce quase linearmente, e a taxa de esfriamento pode ser obtida combinando-se a equação hidrostática⁸ e a equação dos gases ideais⁹, e vale $-9,8$ K/km. Esse valor é bem diferente do valor observado na natureza, que em média é de $-6,5$ K/km. Essa diferença é justamente porque não consideramos a transformação de fase do vapor de água nas nuvens. No longo termo, o que acontece então é que esse aquecimento pela liberação de calor latente na condensação do vapor equilibra o esfriamento radiativo da atmosfera, tornando a troposfera mais estável (isto é, reduzindo o gradiente vertical de temperatura). Isso significa que a intensidade de ciclo hidrológico, isto é, a taxa de liberação de calor latente, é controlada pelo esfriamento radiativo da atmosfera. É por isso também que dizemos que a troposfera está em um estado de equilíbrio

radiativo-convectivo (Manabe & Wetherald, 1967). Esse grande efeito das nuvens ajuda inclusive a definir a estrutura vertical e os padrões horizontais da circulação de grande escala (Slingo et al., 1988).

O VAPOR DE ÁGUA, AS NUVENS E O FUTURO CLIMÁTICO DE NOSSO PLANETA

Como discutimos, temos bastante segurança para observar que o vapor de água é responsável por mais da metade do aquecimento provocado pela emissão antrópica de gases de efeito estufa. Entretanto, uma estimativa precisa de quanto será esse aquecimento, ou mesmo da sensibilidade climática, ainda é muito difícil de fazer. Os modelos climáticos em geral não reproduzem adequadamente os padrões regionais da distribuição da precipitação, o que significa que eles não representam corretamente os processos que discutimos e que são importantes para a regulação do clima. Mais importante, nós ainda entendemos muito pouco sobre como as nuvens irão responder às mudanças climáticas, e como essas modificações nas nuvens irão afetar a circulação da atmosfera. Nas últimas décadas, à medida que essas questões foram ficando mais evidentes, mais pesquisadores se aprofundaram no assunto e avançaram nossa fronteira do conhecimento. Por exemplo, hoje já entendemos como diferentes maneiras de tratar as nuvens nos modelos climáticos podem levar a projeções diferentes para o clima futuro (Bony et al., 2006). Também já compreendemos que as nuvens regulam a resposta da atmosfera a uma forçante climática em escalas de tempo tão rápidas quanto algumas horas (Gregory & Webb, 2008). Para continuar avançando no entendimento do clima e das mudanças climáticas, temos que continuar avançando nosso entendimento dos processos que envolvem o vapor de água e as nuvens na nossa atmosfera.

8 A equação hidrostática descreve o equilíbrio entre o gradiente vertical de pressão e o peso da atmosfera. Ela é dada por $dp = -\rho g dz$, onde ρ é a densidade do ar, g é a aceleração da gravidade, e dp e dz são as variações de pressão e altitude, respectivamente.

9 A equação dos gases ideais é $p = \rho RT$, onde p é a pressão, T é a temperatura, e R é a constante universal dos gases dividida pela massa molar média do ar.

BIBLIOGRAFIA

- BONY, S. et al. "How Well Do We Understand and Evaluate Climate Change Feedback Processes?", in *J. Climate*, 19, 2006, p. 3.445.
- FELDMAN, D. R. et al. "Observational Determination of Surface Radiative Forcing by CO₂ from 2000 to 2010", in *Nature*, 519, 2015, pp. 339-43.
- GREGORY, J.; WEBB, M. "Tropospheric Adjustment Induces a Cloud Component in CO₂ Forcing", in *J. Climate*, 21, 2008, pp. 58-71.
- HARTMANN, D. L. et al. "Observations: Atmosphere and Surface", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/ United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- KIEHL, J. T.; TRENBERTH, Kevin E. "Earth's Annual Global Mean Energy Budget", in *Bull. Am. Met. Soc.*, v. 78, n. 2, 1997, pp. 197-208.
- KURUCZ, R. L. et al. *Solar Flux Atlas from 296 to 1300nm*. National Solar Observatory, Sunspot, New Mexico, 1984, 240 pp.
- MANABE, S.; WETHERALD, R. T. "The Thermal Equilibrium of the Atmosphere with a Given Distribution of Relative Humidity", in *J. Atmos. Sci.*, 24, 1967, pp. 241.
- MILANKOVITCH, M. "Mathematische Klimalehre Und Astronomische Theorie Der Kilimaschwankungen", in *Handbuch Der Klimatologie*. Edited by W. Köppen and R. Geiger. Vol. 1, Pt. A. Berlin, Borntraeger, 1930, pp. 1-176.
- MYHRE, G. et al. "Anthropogenic and Natural Radiative Forcing", in *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Edited by Stocker et al. Cambridge/ United Kingdom/New York, Cambridge University Press, 2013.
- SCHNEIDER, E. K.; KIRTMAN, B. P.; LINDZEN, R. S. "Tropospheric Water Vapor and Climate Sensitivity", in *J. Atmos. Sci.*, 56, 1999, pp. 1.649-58.
- SLINGO, A.; SLINGO, J. M. "The Response of a General Circulation Model to Cloud Longwave Radiative Forcing. I: Introduction and Initial Experiments", in *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 114, 1988, p. 1.027.
- SLINGO, A. "Sensitivity of the Earth's Radiation Budget to Changes in Low Clouds", in *Nature*, 343, 1990, pp. 49-51.
- SOFFER, B. H.; LYNCH, D. K. "Some Paradoxes, Errors, and Resolutions Concerning the Spectral Optimization of Human Vision", in *Am. J. Phys.*, 67 (11), 1999, pp. 946-53.
- STEPHENS, G. L. et al. "An Update on Earth's Energy Balance in Light of the Latest Global Observations", in *Nature Geoscience*, 5, 2012, pp. 691-6.
- TRENBERTH, K. E.; FASULLO, J. T.; KIEHL, J. "Earth's Global Energy Budget", in *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 90, 2009, pp. 311-23.
- WEGENER, A. *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane [The Origin of Continents and Oceans]* (in German), 1922.