

## AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

### 13.1 Pioneiros da pesquisa sobre mudanças climáticas

No final do século XIX, aceitava-se que as condições climáticas fossem descritas por médias de longo prazo (às vezes chamadas normais). Quanto mais longo o registro, melhor seria a aproximação da média de longo prazo. O intervalo padrão para calcular médias climáticas a partir de registros instrumentais adotado pela Organização Meteorológica Mundial é de 30 anos: 1971-2000, por exemplo. Os geólogos e alguns meteorologistas sabiam que os climas do passado haviam sido muito diferentes do presente e procuravam explicações para os períodos Glaciais em variações astronômicas e solares. Duas obras clássicas de C. E. P. Brooks – *The Evolution of Climate* (1922) e *Climates of the Past* (1926) – traziam um quadro notavelmente abrangente das variações ao longo do tempo geológico e estabeleceram os fatores forçantes possíveis, internos e externos ao sistema climático da Terra. Todavia, foi somente nas décadas de 1950 e 1960 que aumentou a consciência das substanciais flutuações climáticas em escalas decenais e seculares. Os registros climáticos históricos e dados climáticos obtidos com fontes indiretas (proxy) começaram a ser reunidos. Entre os pioneiros da climatologia histórica estão Gordon Manley e Hubert Lamb na Inglaterra, Herman Flohn na Alemanha, Emmanuel LeRoy Ladurie na França e J. Murray Mitchell e Reid Bryson nos Estados Unidos.

Na década de 1970, a atenção voltou-se inicialmente para a possibilidade de um novo período Glacial e para preocupações com o efeito das concentrações crescentes de dióxido de carbono na atmosfera. A possibilidade do resfriamento global advém de duas fontes principais; a primeira está nas evidências paleoclimatológicas de que as condições interglaciais anteriores duraram apenas por volta de 10.000 anos e de que o período holocênico pós-glacial já tinha essa duração. Uma conferência intitulada “The Present Interglacial – how and when it will end?” foi realizada na Brown University, em Providence, Rhode Island, em 1972 (G. Kukla, R. Matthews e J. M. Mitchell). A segunda fonte foi a preocupação com o papel dos aerossóis na redução da radiação solar incidente. Além da preocupação com o resfriamento potencial, no começo da década de 1970 houve um aumento na extensão da cobertura de neve no Hemisfério Norte (Kukla e Kukla, 1974). Quase instantaneamente, porém, começaram as primeiras conferências sobre o dióxido de carbono e o aquecimento causado pelo efeito estufa! A ocorrência de mudanças climáticas abruptas durante o final do Pleistoceno e o Holoceno começou a ser identificada nas décadas de 1970 e 1980. Mais notável é o severo resfriamento de 1.000 anos, conhecido como *younger dryas*, que ocorreu por volta de 12.000 anos atrás.

O interesse em climas passados foi motivado pelo conceito de que “o passado é a chave do futuro”. A partir daí, houve esforços para documentar e entender as condições ocorridas durante períodos históricos e o passado geológico remoto, quando o clima global variou em uma faixa de extremos muito mais amplos. Como observação final, cálculos recentes de forçantes orbitais indicam que o atual interglacial durará por outros 30.000 anos.

ou mesmo erros em dados transcritos. Formas indiretas de registro podem ter erros nas datas ou na interpretação. Mesmo quando os sinais do clima são reais, pode ser difícil atribuí-los a causas únicas, devido à complexidade do sistema climático, que justamente se caracteriza por uma miríade de interações entre seus diversos componentes, em uma variedade de escalas espaciais e temporais (Figura 13.1).

Qual é a distinção entre variabilidade e mudanças climáticas? A variabilidade climática, conforme a definição do Painel Inter-governamental sobre Mudanças Climáticas

(IPCC), refere-se a flutuações no estado médio e outras estatísticas (como o desvio-padrão, os extremos ou a forma da distribuição de frequência, ver Nota 1) de elementos climáticos em todas as escalas espaciais e temporais, além das de eventos climáticos individuais. A variabilidade pode ser associada a processos internos naturais do sistema climático, ou a variações nas forçantes climáticas naturais ou antropogênicas. As mudanças climáticas, por outro lado, são consideradas pelo IPCC como uma variação estatisticamente significativa no estado médio do clima ou em sua variabilidade

#### OBJETIVOS DE APRENDIZAGEM

Depois de ler este capítulo, você:

- entenderá a diferença entre variabilidade climática e mudança climática e conhecerá os aspectos característicos que podem constituir uma mudança no clima;
- conhecerá as diferentes escalas temporais pelas quais se estudam as condições climáticas passadas e as fontes de evidências que podem ser usadas;
- reconhecerá os principais fatores forçantes do clima e os mecanismos de retroalimentação (feedback) e as escalas temporais em que atuam;
- entenderá as contribuições antropogênicas para as mudanças climáticas; e
- compreenderá os possíveis impactos das mudanças climáticas sobre os sistemas ambientais.

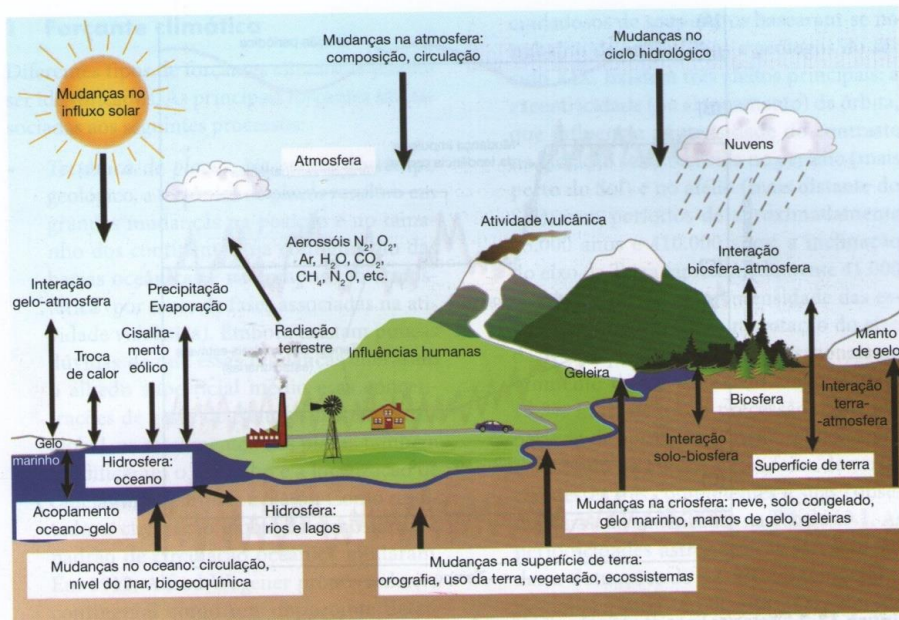
#### A CONSIDERAÇÕES GERAIS

Neste capítulo final, analisaremos a variabilidade e as mudanças climáticas, os fatores forçantes do clima, *feedbacks* e estados projetados para o futuro do sistema climático. Em muitas partes do mundo, o clima variou suficientemente nos últimos milhares de anos para afetar os padrões de agricultura e assentamentos humanos. Como ficará claro, existem evidências inequívocas de que as atividades humanas já começaram a influenciar o clima.

A compreensão de que o clima está longe de ser constante somente ocorreu durante a década de 1840, quando foram obtidas evidências indisputáveis de Ciclos Glaciais passados. Os estudos sobre o clima do passado começaram com alguns indivíduos na década de 1920 e ganharam força na década de 1950 (ver Quadro 13.1). Os registros instrumentais para a maior parte do mundo cobrem apenas os últimos 100 a

150 anos e, em geral, são formatados com um tempo de resolução mensal, sazonal ou anual. Todavia, indicadores indiretos (proxy) de anéis de crescimento de árvores, polen em sedimentos de pântanos e lagos, registros de parâmetros físicos e químicos em testemunhos de gelo, e foraminíferos oceânicos em sedimentos proporcionam uma rica fonte de dados paleoclimáticos. Os anéis de crescimento das árvores e os testemunhos de gelo podem conter registros sazonais ou anuais. Os sedimentos oceânicos e a turfa de pântanos podem fornecer registros com resolução temporal de 100 a 1000 anos.

Em um estudo sobre a variabilidade e as mudanças climáticas, devemos prestar atenção nos possíveis artefatos dos registros. Para registros instrumentais, estes incluem mudanças na instrumentação (p. ex., tipos de pluviômetros), práticas observacionais, localização das estações, ou o entorno da instrumentação,

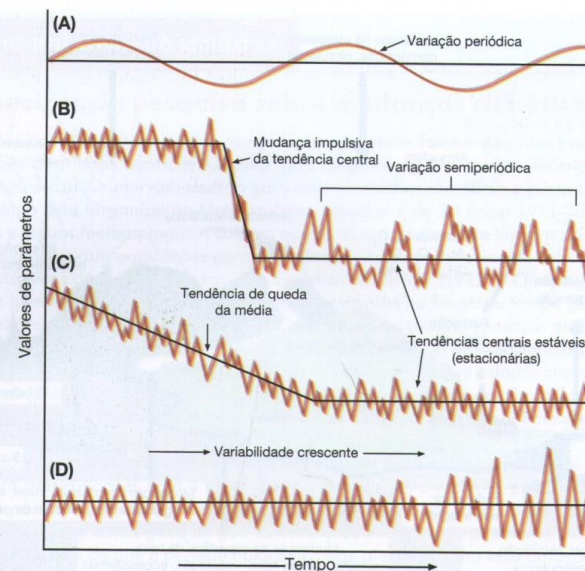


**Figura 13.1** Esquema de processos que causam variabilidade e mudanças no sistema climático. Fonte: IPCC (2007), Capítulo 1, Historical overview of climate change science, Report of WG1 1, IPCC, P. 104, FAQ 1.2, fig. 1.

de, que persiste por um período prolongado, geralmente de décadas ou mais. As mudanças climáticas podem ser decorrentes de processos internos naturais, forçantes externas naturais, ou mudanças antropogênicas persistentes na composição atmosférica e no uso da terra.

O estudante está desculpado, se a distinção parecer-lhe nebulosa. Considere a Figura 13.2. Um determinado registro climático, seja de fontes instrumentais ou fontes alternativas, pode apresentar uma variedade de comportamentos. Ele talvez documente uma mudança rápida de um estado médio para outro (B), uma tendência gradual, seguida por um novo estado médio (C) ou uma mudança na variância, sem alterações na média ao longo do período do registro (D). Mesmo com um estado médio razoavelmente estável pode haver flutuações semiperiódicas (B) ou não periódicas (C). De outra forma, um registro pode se caracterizar apenas por longas oscilações periódicas (A). Uma vez que a variabilidade climática, da ma-

neira prevista pelo IPCC, compreende flutuações em todas as escalas espaciais e temporais além de eventos meteorológicos sinóticos, é possível considerar, de maneira legítima, todos os comportamentos na figura como expressões de variabilidade. Por outro lado, embora se possa dizer corretamente (por exemplo) que os principais ciclos glaciais e interglaciais do Pleistoceno são expressões de variabilidade climática nos últimos 2 milhões de anos, também é correto considerar a evolução de condições glaciais plenas para condições interglaciais como uma expressão de mudanças climáticas. De maneira semelhante, embora consideremos o aumento na temperatura global nos últimos 100 anos como uma mudança climática, reservando o termo variabilidade para aspectos observados em uma escala temporal mais curta, o aquecimento de um século também pode ser visto como um aspecto da variabilidade climática ao longo dos últimos 1000 anos. A distinção entre variabilidade e mudança, portanto,



**Figura 13.2** Diferentes tipos de variação climática. As escalas são arbitrárias. Fonte: Hare (1979). Cortesia da World Meteorological Organization.

depende da estrutura temporal em que se consideram as estatísticas climáticas.

A United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) oferece uma definição diferente que pode ajudar a resolver alguns desses problemas. Eles definem mudança como “uma alteração no clima que é atribuída direta ou indiretamente à atividade humana, que modifica a composição da atmosfera e que se soma à variabilidade climática natural observada ao longo de escalas temporais comparáveis”. Essa definição é útil porque deixa clara uma distinção entre processos naturais e influências antropogênicas. O restante deste capítulo analisará as mudanças climáticas nesse contexto. A variabilidade, por sua vez, será avaliada em associação com processos naturais.

### B FORÇANTES, FEEDBACKS E RESPOSTAS CLIMÁTICAS

A medida mais fundamental do estado climático da Terra é a média global anual da tempera-

tura do ar junto à superfície. Variações anuais e mesmo decenais nesse valor podem ocorrer devido a processos puramente internos ao sistema climático. A fase quente do ENSO, por exemplo, pode ser vista como um processo interno, no qual o calor no reservatório oceânico (i.e., calor que já faz parte do sistema climático) é transferido para a atmosfera, expresso como um aumento na temperatura média global da superfície. Ao considerar escalas temporais de décadas ou mais, deve-se pensar nas forçantes climáticas e nos *feedbacks* correspondentes. Os fatores forçantes representam perturbações impostas sobre o sistema global, e são definidos como positivos quando induzem um aumento na temperatura média global na superfície, e negativos quando induzem uma redução. Os fatores forçantes podem, por sua vez, ser de origem natural ou antropogênica. A magnitude da resposta da temperatura global à forçante depende dos *feedbacks*. Os *feedbacks* positivos amplificam a mudança de temperatura, enquanto os *feedbacks* negativos reduzem a mudança.

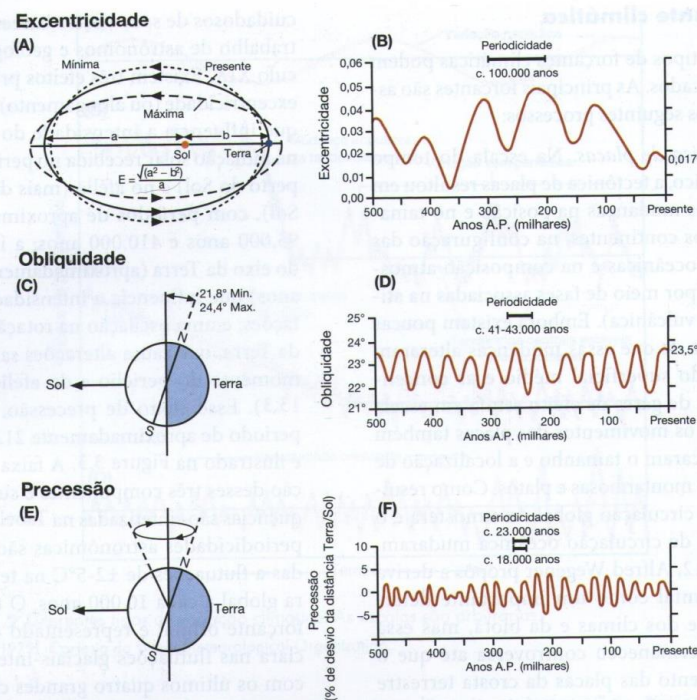
## 1 Forçante climática

Diferentes tipos de forçantes climáticas podem ser identificados. As principais forçantes são associadas aos seguintes processos:

- **Tectônica de placas.** Na escala do tempo geológico, a tectônica de placas resultou em grandes mudanças na posição e no tamanho dos continentes, na configuração das bacias oceânicas e na composição atmosférica (por meio de fases associadas na atividade vulcânica). Embora existam poucas dúvidas de que essas mudanças alteraram o albedo superficial médio e as concentrações de gases de efeito estufa em escala global, os movimentos das placas também modificaram o tamanho e a localização de cadeias montanhosas e platôs. Como resultado, a circulação global da atmosfera e o padrão de circulação oceânica mudaram. Em 1912, Alfred Wegener propôs a deriva continental como um importante determinante dos climas e da biota, mas essa ideia permaneceu controversa até que o movimento das placas da crosta terrestre fosse identificado na década de 1960. As alterações na localização dos continentes contribuíram substancialmente para os principais períodos Glaciais do passado distante (como a glaciação permocarbonífera do Gondwana), bem como intervalos com amplos ambientes áridos (Permo-Triássico) ou úmidos (depósitos de carvão) durante outros períodos geológicos. No decorrer dos últimos milhões de anos, a elevação do Platô Tibetano e das cadeias do Himalaia causou o início, ou a intensificação, de condições desérticas no oeste da China e na Ásia Central.
- **Periodicidades astronômicas.** Conforme observado no Capítulo 3A.2, a órbita da Terra ao redor do Sol está sujeita a variações de longa duração, levando a mudanças na distribuição sazonal e espacial da radiação solar incidente na superfície. Essas mudanças ficaram conhecidas como forçantes de Milankovich, em homenagem ao astrônomo Milutin Milankovich, cujos cálculos

cuidadosos de seus efeitos basearam-se no trabalho de astrônomos e geólogos do século XIX. Existem três efeitos principais: a excentricidade (ou alongamento) da órbita, que influencia a intensidade do contraste na radiação solar recebida no periélio (mais perto do Sol) e no afélio (mais distante do Sol), com períodos de aproximadamente 95.000 anos e 410.000 anos; a inclinação do eixo da Terra (aproximadamente 41.000 anos) que influencia a intensidade das estações; e uma oscilação na rotação do eixo da Terra, que causa alterações sazonais no momento do periélio e do afélio (Figura 13.3). Esse efeito de precessão, com um período de aproximadamente 21.000 anos, é ilustrado na Figura 3.3. A faixa de variação desses três componentes e suas consequências são sintetizadas na Tabela 13.1. As periodicidades astronômicas são associadas a flutuações de  $\pm 2\text{--}5^\circ\text{C}$  na temperatura global a cada 10.000 anos. O tempo da forçante orbital é representado de forma clara nas flutuações glaciais-interglaciais, com os últimos quatro grandes ciclos glaciais durante aproximadamente 100.000 anos (ou 100ka). A teoria astronômica dos ciclos glaciais começou a ser amplamente aceita na década de 1970, depois que Hays, Imbrie e Shackleton divulgaram evidências convincentes de registros obtidos em testemunhos oceânicos.

- **Variabilidade solar.** O Sol é uma estrela variável. O ciclo solar de aproximadamente 11 anos (manchas solares), e de 22 anos para o campo magnético, é bastante conhecido. Conforme discutido no Capítulo 2, o ciclo de 11 anos das manchas solares está associado a flutuações de  $\pm 1 \text{ W m}^{-2}$  na irradiação solar (i.e., um afastamento da constante solar; em termos da recepção média global de radiação no topo da atmosfera, o valor efetivo é apenas  $0,25 \text{ W m}^{-2}$ ) (ver a seguir, e Capítulo 3A.1). Os efeitos da radiação ultravioleta são proporcionalmente maiores em termos de mudanças percentuais. Também existem evidências de variações mais prolongadas. Os intervalos onde a ati-



**Figura 13.3** Síntese dos efeitos astronômicos (orbitais) sobre a irradiação solar e suas escalas temporais relevantes nos últimos 500.000 anos. (A) e (B): excentricidade ou alongamento orbital; (C) e (D): obliquidade ou inclinação axial; (E) e (F): precessão.

Fonte: Broecker e Van Donk 1970; e Henderson-Sellers e McGuffie 1984. B, D e F: *Review of Geophysics and Space Physics* 8 (1970). Com permissão da American Geophysical Union.

dade das manchas e chamas solares estava muito reduzida (especialmente no Mínimo de Maunder de 1645-1715) talvez estejam associados a reduções de aproximadamente  $0,5^\circ\text{C}$  na temperatura global. A variabilidade solar também parece ter desempenhado um papel nas variações da temperatura global em escala decenal, até o final do século XX, quando os efeitos antropogênicos se tornaram dominantes. Com relação ao passado distante, sabe-se que a irradiação solar há 3 bilhões de anos (durante o Arqueano) era de 80% do valor atual. De maneira interessante, o efeito desse débil Sol precoce provavelmente era compensado por uma concentração de dióxido de carbono talvez

100 vezes acima da atual, e talvez também pelos efeitos de uma Terra que era coberta principalmente por água (ou seja, muito vapor de água na atmosfera).

- **Erupções vulcânicas.** Grandes erupções explosivas individuais injetam poeira e gases sulfurosos (especialmente dióxido de enxofre) na estratosfera, formando gotículas de ácido sulfúrico. As plumas de erupção equatoriais se espalham para os dois hemisférios, ao passo que as plumas de erupções em latitudes médias a altas ficam confinadas ao hemisfério em questão. Evidências observacionais dos últimos 100 anos demonstram que grandes erupções podem estar associadas ao resfriamento

**Tabela 13.1** Forçantes orbitais e suas características

Elemento	Variação normal	Valor atual	Periodicidade média
Obliquidade da eclíptica ( $\epsilon$ ) (inclinação do eixo de rotação) Efeitos iguais em ambos os hemisférios, efeito se intensifica em direção aos polos	22-24,5°	23,4°	41 ka
Baixa ' Sazonalidade fraca, gradiente de radiação abrupto em direção ao polo			
Alta ' Sazonalidade forte, mais radiação nos polos no verão, gradiente de radiação mais fraco			
Precessão do equinócio ( $\psi$ ) (oscilação do eixo de rotação) Mudança na distância Terra-Sol altera a estrutura dos ciclos sazonais; efeito complexo, modulado pela excentricidade da órbita	0,05 a -0,05	0,0164	19, 23 ka
Excentricidade da órbita ( $e$ ) Confere 0,02% de variação na radiação incidente anual; modifica a amplitude do ciclo de precessão, mudando a duração e intensidade sazonal; efeitos opostos em cada hemisfério; maior em latitudes baixas	0,005 a 0,0607	0,0167	410, 95 ka

global médio de vários décimos de grau C no ano após o evento e alterações muito maiores em âmbito regional e até hemisférico. O resfriamento advém principalmente de gotículas de ácido sulfúrico que refletem a radiação solar. A poeira também causa resfriamento superficial, absorvendo radiação solar na estratosfera, mas, em comparação com o ácido sulfúrico, esses efeitos são efêmeros (semanas a meses). Os aerossóis estratosféricos também podem causar pontes esplêndidos (ver Figura 2.12). A mais recente erupção vulcânica de vulto, com impactos climáticos significativos, foi a do monte Pinatubo, em 1991.

- *Mudanças induzidas pelo ser humano na composição atmosférica e na cobertura do solo.* Já apresentamos o impacto de gases de efeito estufa, como o dióxido de carbono e o metano, sobre o balanço de radiação (ver também Capítulo 2). O acúmulo observado desses gases desde a aurora da era industrial representa uma forçante positiva. As

atividades humanas também levaram a um acúmulo de aerossóis troposféricos, que induzem um resfriamento parcialmente compensatório. Mudanças no uso da terra e na cobertura do solo também levaram a um pequeno aumento no albedo superficial, que promove o resfriamento.

Embora a característica comum de todas essas forçantes seja o fato de elas influenciarem aspectos do balanço de radiação da Terra, elas obviamente se diferenciam, em grande parte, pelas escalas temporais em que atuam. Em termos de induzir mudanças na temperatura global nos últimos 100 anos, assim como mudanças projetadas ao longo do século XXI, os efeitos da tectônica de placas (que atua em escalas temporais de milhões de anos) e das forçantes de Milankovich (que atuam em escalas temporais de dezenas de milhares de anos) são irrelevantes. Observe também que, enquanto as forçantes de Milankovich são associadas a impactos bastante significativos na distribuição sazonal e espacial da radiação solar incidente

na superfície, os impactos sobre a radiação incidente, quando vistos em sua média global ao longo do ciclo anual, são bastante pequenos. Por exemplo, embora uma redução na obliquidade signifique menos radiação no verão do Hemisfério Norte, também significa mais no inverno do Hemisfério Sul, e esses efeitos sazonais praticamente se anulam.

Desse modo, as forçantes de Milankovich opõem-se fundamentalmente aos efeitos das alterações na radiação solar, das erupções vulcânicas ou das mudanças antropogênicas nas concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa e no albedo na superfície, as quais, consideradas em termos de seu efeito imediato, têm um impacto em nível global e anual sobre o balanço de radiação no topo da atmosfera. Em decorrência dessa propriedade, elas são chamadas de *forçantes radiativas*. Por exemplo, um aumento na produção solar levará a mais radiação incidente no topo da atmosfera terrestre, independentemente da latitude ou da estação. O efeito imediato será um desequilíbrio global na radiação no topo da atmosfera (mais energia incidente do que emanante), aumentando a temperatura, o que finalmente levaria o sistema Terra-atmosfera a um novo equilíbrio radiativo. De maneira semelhante, a resposta imediata ao aumento na concentração de gases de efeito estufa será uma redução global na emissão de ondas longas para o espaço, um desequilíbrio na radiação que promoverá aquecimento, levando também a um novo equilíbrio radiativo (desde que a forçante permaneça constante).

As mudanças climáticas globais (mudanças decorrentes das influências humanas, conforme as convenções que adotamos) devem ser vistas no contexto da forçante radiativa global. No modelo do IPCC adotado aqui, a forçante radiativa se refere especificamente à quantidade pela qual um fator altera o equilíbrio radiativo global e anual no topo da atmosfera, expresso em unidades de  $W m^{-2}$ , avaliada como a forçante relativa ao ano 1750, o começo da Revolução Industrial. Em 2005, a forçante radiativa estimada para as atividades humanas era de  $1,6 W m^{-2}$ .

## 2 Feedbacks climáticos

Com base no modelo da forçante radiativa, considere a mudança na temperatura global média da superfície que resulta do aumento na concentração atmosférica de dióxido de carbono. Conforme já discutido, por causa da perturbação imposta, uma quantidade maior da radiação de ondas longas emitida da superfície para cima é absorvida pela atmosfera, sendo direcionada de volta para a superfície. O resultado é um desequilíbrio radiativo no topo da atmosfera – a radiação solar líquida que penetra no topo da atmosfera excede a perda de radiação de ondas longas para o espaço. A forçante climática da adição de dióxido de carbono, portanto, é positiva. Considere agora os *feedbacks*. O mais importante deles é o *feedback* do vapor de água. O aquecimento resulta em mais evaporação, e uma atmosfera mais quente pode conter mais vapor de água. Todavia, o vapor de água também é um gás de efeito estufa, logo, causa mais aquecimento. Uma parte da cobertura de neve da Terra e do gelo marinho derreterá, reduzindo o albedo superficial planetário, além de causar mais aquecimento. Esses são exemplos de *feedbacks* positivos, pois amplificam a mudança na temperatura superficial global induzida pela forçante climática. Se a concentração de dióxido de carbono na atmosfera fosse reduzida, impondo assim uma forçante climática negativa, os *feedbacks* positivos promoveriam mais resfriamento.

Um aspecto fascinante do sistema climático global é que os *feedbacks* positivos predominam. Por exemplo, uma das respostas à elevação nos gases de efeito estufa seria um aumento na cobertura de nuvens, que, pelo aumento no albedo planetário, representaria um *feedback* negativo. Todavia, esse e outros *feedbacks* negativos potenciais somente pareceriam capazes de reduzir a taxa de aquecimento, e não de revertê-la.

Embora os *feedbacks* climáticos sejam positivos ou negativos, eles também podem ser diferenciados com base na rapidez com que atuam. No modelo da forçante radiativa global apropriado para entender as mudanças climáticas antropogênicas, os *feedbacks* rápidos são os

relevantes. Os mais importantes são as mudanças no vapor de água e no albedo (mencionadas anteriormente), que podem operar em escalas temporais de dias e até menos. A cobertura de nuvens também pode variar rapidamente (horas). Exemplos de *feedbacks* lentos são as mudanças na extensão dos mantos de gelo continentais (que influenciam o albedo planetário) e os gases de efeito estufa durante o Pleistoceno, em resposta a periodicidades de Milankovich. Os registros em testemunhos de gelo mostram que esses ciclos glaciais-interglaciais eram quase coincidentes com flutuações nos níveis de dióxido de carbono ( $\pm 50$  ppm) e metano ( $\pm 150$  ppb). A natureza desses *feedbacks* de gases-traço ainda precisa ser determinada. Os mecanismos potenciais são mudanças na química dos oceanos, maior crescimento planctônico agindo de maneira a sequestrar dióxido de carbono, a supressão de trocas ar-mar pelo gelo marinho, mudanças na temperatura oceânica que afetam a solubilidade do dióxido de carbono e alterações na circulação dos oceanos. O mais provável é que uma variedade de processos atue em conjunto. As alterações negativas (positivas) nas concentrações de gases de efeito estufa estão associadas a períodos frios (quentes), conforme ilustra a Figura 2.6.

### 3 Resposta climática

Quanto a temperatura média da superfície global muda em resposta a uma forçante radiativa de uma determinada magnitude? Quanto tempo leva para a mudança ocorrer? Essas estão entre as perguntas mais importantes e prementes na ciência das mudanças climáticas.

A primeira pergunta lida com a questão da sensibilidade do equilíbrio climático. No modelo do IPCC, a sensibilidade do equilíbrio climático é a alteração do equilíbrio na média global anual da temperatura do ar superficial após uma duplicação no equivalente do dióxido de carbono atmosférico. A duplicação na concentração de dióxido de carbono equivale a uma forçante radiativa (desequilíbrio radiativo no topo da atmosfera) de aproximadamente  $4 \text{ W m}^{-2}$ . Em resposta a essa duplicação, a su-

perfície e a atmosfera se aqueceriam. Em um determinado ponto, o equilíbrio radiativo seria restaurado, com uma nova e mais alta temperatura superficial. Estimativas da sensibilidade do equilíbrio climático obtidas com a atual geração de modelos climáticos globais variam de  $2\text{-}4,5^\circ\text{C}$ , com a melhor estimativa em  $3,0^\circ\text{C}$ . A incerteza está principalmente na ampliação das estimativas dos modelos dos *feedbacks* climáticos, particularmente para *feedbacks* de nuvens. Os *feedbacks* de nuvens são complexos e difíceis de modelar. Talvez os *feedbacks* negativos atuem quando o maior aquecimento global gera mais evaporação e quantidades maiores de cobertura de nuvens em grandes altitudes, refletindo mais radiação solar incidente. Todavia, outros tipos de nuvens, e nuvens nas regiões polares, podem induzir aquecimento superficial.

Expressa de forma mais conveniente, a melhor estimativa, de  $3^\circ\text{C}$ , para a duplicação do teor de dióxido de carbono equivale a um aumento de  $0,75^\circ\text{C}$  na temperatura média global por  $\text{W m}^{-2}$  para a forçante. Enfatiza-se que as simulações climáticas usadas a fim de obter esses números para a sensibilidade lidam apenas com os *feedbacks* rápidos. Se não houvesse *feedbacks* presentes no sistema climático, a sensibilidade climática seria de apenas  $0,3^\circ\text{C}$  por  $\text{W m}^{-2}$ . Embora a sensibilidade climática no modelo do IPCC baseie-se em uma duplicação do equivalente atmosférico em dióxido de carbono, parece que a resposta a qualquer forçante radiativa, no sentido de buscar uma temperatura de equilíbrio, é aproximadamente a mesma. Esse é um conceito importante, pois significa que, em uma primeira aproximação, é possível adicionar diferentes forçantes linearmente para obter um valor líquido, a partir do qual seja viável estimar uma mudança na temperatura de equilíbrio.

Também parece que a maior parte da resposta da temperatura de equilíbrio a uma forçante radiativa com os *feedbacks* rápidos atuantes ocorre ao longo de um período de 30 a 50 anos. A maior parte dessa defasagem se deve à grande inércia térmica dos oceanos. A questão é que os oceanos podem absorver e armazenar uma grande quantidade de calor sem um aumento expressivo na temperatura superficial

(irradiante). Considere o que está acontecendo em resposta à atual forçante radiativa das atividades humanas de  $1,6 \text{ W m}^{-2}$ . O uso da sensibilidade do equilíbrio climático de  $0,75$  implica que essa forçante radiativa, se mantida, acabará gerando cerca de  $1,2^\circ\text{C}$  de aquecimento. Ao longo do registro instrumental, a temperatura global média subiu  $0,7^\circ\text{C}$ , sugerindo que resta  $0,5^\circ\text{C}$  depois que o oceano aqueceu suficientemente. Em quanto já aumentou o conteúdo do calor do oceano? Com base em dados hidrográficos existentes de 1955-1998, o oceano mundial, entre a superfície e a profundidade de 3000 m, ganhou  $\sim 1,6 \times 10^{23}$  J. Comparado com a energia cinética atmosférica (p. 70), esse é um número muito grande.

Uma limitação óbvia do conceito de sensibilidade do equilíbrio climático é que a forçante radiativa está sempre mudando. Considere as explosivas erupções vulcânicas. Embora a forçante radiativa global de uma única erupção possa ser bastante significativa ( $2\text{-}3 \text{ W m}^{-2}$  no pico), ela é efêmera (alguns anos), de modo que o sistema jamais entra em equilíbrio com ela (enquanto a temperatura da superfície global pode ser temporariamente reduzida em vários décimos de grau, isso é muito menor do que a mudança calculada na temperatura em equilíbrio com a forçante máxima). De maneira semelhante, o sistema jamais estaria em equilíbrio com a variabilidade solar associada ao ciclo de 11 anos das manchas solares. Se fôssemos congelar a atual forçante radiativa das atividades humanas em seu valor atual, o sistema climático acabaria se aproximando de uma nova temperatura de equilíbrio (pressupondo que não houvesse complicações, como erupções vulcânicas múltiplas). Todavia, a forçante radiativa das ati-

vidades humanas cresceu no século passado e continuará a crescer no futuro, indicando que o valor da temperatura de equilíbrio mudou e continuará a mudar. Dito de outra forma, o quadro ao longo dos últimos 100 anos e para o futuro é de um sistema climático que tenta constantemente alcançar uma forçante radiativa crescente, mas que está sempre defasado em relação a ela.

### 4 A importância do modelo

Enquanto a distinção entre forçante climática e *feedback* é razoavelmente clara quando se consideram mudanças na temperatura média global, devemos enfatizar que essa distinção pode ser alterada com a adoção de um modelo diferente, como a avaliação da variabilidade e mudanças climáticas em âmbito regional. Por exemplo, devido à perda da cobertura de gelo marinho, espera-se que os aumentos na temperatura da superfície do ar sejam especialmente acentuados sobre o Oceano Ártico. Segundo o modelo das mudanças globais antropogênicas (ver Tabela 13.2), isso pode ser considerado parte do processo de *feedback* que amplifica a resposta da temperatura global média às concentrações crescentes de gases de efeito estufa. Todavia, se fôssemos conduzir um estudo regional do Ártico, deveríamos considerar a perda de gelo marinho legitimamente como uma forçante sobre a mudança de temperatura no Ártico. De maneira semelhante, as mudanças climáticas globais podem ser auxiliadas por alterações nos padrões de circulação troposférica, precipitação e cobertura de nuvens. Enquanto na escala global esses fatores seriam considerados como *feedbacks*, investigações de impactos regionais poderiam considerá-los como forçantes.

**Tabela 13.2** As quatro categorias de variáveis climáticas sujeitas a mudanças induzidas de origem antrópica

Variável modificada	Escala do efeito	Fontes de mudança
Temperatura atmosférica	Local-global	Liberação de aerossóis e gases-traço
Propriedades superficiais; balanços de energia	Regional	Desmatamento; desertificação; urbanização
Regime eólico	Local-regional	Desmatamento; urbanização
Componentes do ciclo hidrológico e urbanização	Local-regional	Desmatamento; desertificação; irrigação

Outra questão relacionada com o modelo diz respeito a como enxergamos as transições entre as condições glaciais e interglaciais. Enquanto as alterações na área de gelo marinho e as concentrações de gases de efeito estufa durante essas transições são vistas adequadamente como *feedbacks* lentos, se considerarmos as condições glaciais e interglaciais plenas como dois estados de equilíbrio, esses *feedbacks* lentos podem ser vistos como forçantes climáticas. Com estimativas de mudança na temperatura global entre os estados de equilíbrio e as forçantes, tem-se outra maneira de estimar a sensibilidade do equilíbrio climático. Os números obtidos a partir dessa abordagem estão de acordo com os advindos de modelos climáticos globais. Assim, em suma, dependendo do modelo escolhido, o *feedback* de uma pessoa pode ser a forçante de outra.

## C O REGISTRO CLIMÁTICO

### 1 O registro geológico

Entender o significado de tendências climáticas ao longo dos últimos 100 anos exige que elas sejam vistas contra o pano de fundo de condições anteriores. Em escalas temporais geológicas, o clima global passou por grandes mudanças, entre estados livres de gelo e geralmente quentes e períodos glaciais com mantos de gelo continentais. Ao longo do tempo geológico, houve pelo menos sete grandes ciclos Glaciais. O primeiro ocorreu há 2,5 milhões de anos (Ma) no período Arqueano, seguido por três outros, entre 900 e 600 Ma, no Proterozoico. Houve dois períodos Glaciais na Era Paleozóica (o Ordoviciano, 500-430 Ma; e o Permo-Carbonífero, 345-225 Ma). O período Glacial mais recente começou por volta de 34 Ma atrás, na Antártica, no limite entre o Eoceno e o Oligoceno, e por volta de 3 milhões de anos atrás em latitudes setentrionais elevadas. Atualmente, considera-se que ainda estamos nesse período Glacial mais recente, ainda que em sua parte quente, conhecida como Holoceno, que começou por volta de 11,5ka atrás. Embora o volume total de gelo sobre a terra (compreendendo principalmente

os mantos de gelo da Antártica e Groenlândia) certamente seja hoje muito menor do que era há 20ka, ainda é substancial, se comparado com outras épocas no passado do planeta.

Os principais períodos Glaciais e períodos livres de gelo podem estar ligados a uma combinação de forçantes climáticas externas e internas (tectônica de placas, concentrações de gases de efeito estufa, irradiação solar). Os mantos de gelo dos períodos Ordoviciano e Permo-Carbonífero formaram-se em latitudes meridionais elevadas no megacontinente primitivo de Gondwana. A elevação das cordilheiras a oeste da América do Norte e do Platô Tibetano pelos movimentos de placas durante o período terciário (50-2 Ma) desenvolveu a aridez regional nos respectivos interiores continentais. Todavia, os fatores geográficos são apenas uma parte da explicação para as variações climáticas. Por exemplo, as condições quentes nas latitudes elevadas durante o período Cretáceo médio, por volta de 100 Ma, podem ser atribuídas a concentrações atmosféricas de dióxido de carbono de três a sete vezes maiores do que as atuais, potencializadas pelos efeitos de alterações na distribuição terra-mar e do transporte de calor oceânico.

Sabemos muito mais sobre as condições do gelo e as forçantes climáticas durante o Quaternário, que começou há aproximadamente 2,6 milhões de anos, compreendendo as Épocas do Pleistoceno (2,6 Ma-11,5 ka) e do Holoceno (11,5 ka-presente). Fica muito claro que o período Glacial mais recente em que vivemos está longe de ser uniformemente frio. Ao contrário, essa Época tem-se caracterizado por oscilações entre condições glaciais e interglaciais (ver Quadro 13.2). Oito ciclos de volume de gelo global estão registrados na terra e em sedimentos oceânicos para o último 0,8-0,9 Ma, cada um com uma média de 100 ka, com apenas 10% de cada ciclo tendo sido tão quente quanto o século XX (Figura 13.4D e E). Cada período glacial se caracterizou por terminações abruptas. Por causa do retrabalhamento de sedimentos, apenas quatro ou cinco dessas glaciações são identificadas a partir de registros terrestres. Apesar disso, é provável que todas tenham se caracterizado por grandes mantos de gelo cobrindo a região norte

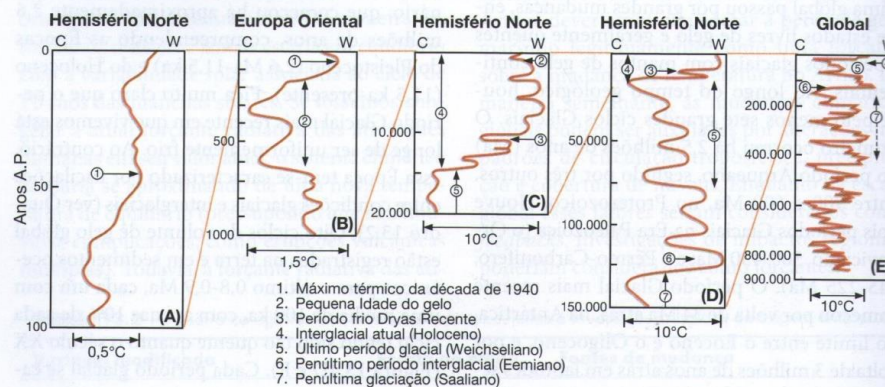
da América do Norte e da Europa. Os níveis do mar também reduziram em aproximadamente 130 m, devido ao grande volume de água aprisionado na forma de gelo. Os registros de bacias de lagos tropicais mostram que essas regiões costumavam ser áridas nesses períodos. Antes de 0,9 Ma, o momento em que as glaciações ocorreram é mais complexo. Os registros dos volumes de gelo mostram uma periodicidade predominante de 41 ka, enquanto os registros oceânicos de carbonato de cálcio indicam flutuações de 400 ka.

Essas periodicidades estão ligadas às forçantes de Milankovich discutidas anteriormente (ver também Capítulo 3A). A assinatura da precessão (19 e 23 ka) é mais aparente em registros de latitudes baixas, ao passo que a obliquidade (41 ka) é representada em latitudes elevadas. Todavia, o sinal da excentricidade orbital de 100 ka é predominante de modo geral. A ideia básica é que o começo das condições glaciais é iniciado por forçantes de Milankovich, que produzem resfriamento no verão sobre as massas de terra setentrionais. Isso favorece a sobrevivência da cobertura de neve durante o verão, um *feedback* que promove mais resfriamento e crescimento do manto de gelo, levando a

mais resfriamento por *feedbacks* lentos no ciclo de carbono discutido anteriormente. O início de um período interglacial funciona do modo oposto, com as forçantes de Milankovich promovendo aquecimento inicial sobre as massas de terra setentrionais, colocando os *feedbacks* em movimento para gerar mais aquecimento e derretimento de gelo.

### 2 O último ciclo glacial e condições pós-glaciais

O último período interglacial, conhecido como Eemiano, atingiu seu pico por volta de 125 ka atrás. O último ciclo glacial após o Eemiano foi caracterizado por períodos de gelo amplo (conhecido como *glacial*) e menos amplo (conhecido como *interglacial*). O volume máximo de gelo global (o Último Máximo Glacial, ou UMG) ocorreu há cerca de 25-18 ka. O UMG terminou com um aquecimento abrupto entre 15 e 13 ka, dependendo da latitude e área, interrompido por uma regressão fria chamada Dryas Recente (*Younger Dryas*), 13-11,7 ka, sendo seguido por uma nova tendência súbita de aquecimento (Figura 13.4). Considera-se que o Holoceno (nosso interglacial atual)



**Figura 13.4** Principais tendências no clima global durante o último milhão de anos. (A): Hemisfério Norte, temperaturas médias terra-ar; (B): Europa Oriental, temperaturas de inverno; (C): Hemisfério Norte, temperaturas médias terra-ar; (D): Hemisfério Norte, temperaturas médias do ar parcialmente baseadas nas temperaturas da superfície do mar; (E): temperaturas médias globais derivadas de testemunhos marinhos profundos.

Fonte: *Understanding Climatic Change: A Program for Action* (1975). Com permissão da National Academy Press, Washington, DC.

## AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

## 13.2 Documentando paleoclimas

Os geólogos que documentaram o último período Glacial fizeram os primeiros estudos sobre os paleoclimas no final do século XIX. O progresso inicial foi dificultado por incertezas sobre a idade da Terra e a duração do registro geológico. Todavia, em 1902, passou-se a aceitar que houve pelo menos quatro ou cinco episódios glaciais nos Alpes e na América do Norte durante a Época do Pleistoceno. Foram procuradas explicações em variações dos períodos astronômicos que afetaram a órbita da Terra, notavelmente por J. Croll (1875) e M. Milankovich (1920, 1945), e em variações da constante solar (G. C. Simpson, 1934, 1957). A confirmação de que as periodicidades astronômicas atuam como um "marcapasso" dos períodos Glaciais não apareceu até que as grandes mudanças nos foraminíferos planctônicos nos registros de sedimentos oceânicos pudessem ser decifradas e datadas com exatidão na década de 1970 (J. Hays, J. Imbrie e N. Shackleton, 1976).

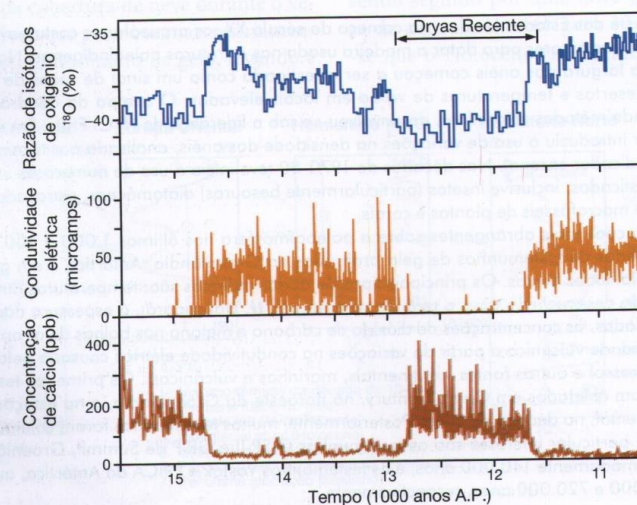
O uso de evidências indiretas para investigar o clima passado começou quase um século atrás. Em 1910, o cientista sueco Barão G. de Geer usou os depósitos anuais de sedimentos (varvitos) em lagos glaciais para datar mudanças na vegetação, inferidas a partir do registro de pólen. Os testemunhos de pólen que atravessavam o período pós-glacial, extraídos de pântanos e sedimentos de lagos, começaram a ser estudados na Europa e América do Norte nas décadas de 1950 e 1960 após o desenvolvimento da datação de materiais orgânicos com radiocarbono por W. Libby em 1951. Ao mesmo tempo, o registro sedimentar oceânico de mudanças na microfauna marinha – tanto de foraminíferos superficiais (planctônicos) como de fundo (bentônicos) – começou a ser investigado. Assembleias de fauna associadas a diferentes massas de água (polar, subpolar, latitude média, tropical) possibilitaram traçar as amplas mudanças latitudinais ocorridas nas temperaturas oceânicas durante o Quaternário. O uso de razões de isótopos de oxigênio ( $O^{18}/O^{16}$ ) por C. Emiliani e S. Epstein proporcionou estimativas independentes da temperatura oceânica e, particularmente, das mudanças no volume de gelo global. Esses registros mostraram que tinha havido oito ciclos glaciais/interglaciais durante os últimos 800.000 anos.

No sudoeste dos Estados Unidos, no começo do século XX, os arqueólogos costumavam contar os anéis anuais nas árvores para datar a madeira usada nas estruturas paleoindígenas. Nas décadas de 1950-60, a largura dos anéis começou a ser investigada como um sinal de secas de verão nas margens de desertos e temperaturas de verão em locais elevados. O campo da dendroclimatologia, empregando métodos estatísticos, desenvolveu-se sob a liderança de H. C. Fritts. Em seguida, F. Schweingruber introduziu o uso de variações na densidade dos anéis, analisada por técnicas de raio X, como um indicador sazonal. Nas décadas de 1970-80 teve início o uso de numerosos indicadores biológicos sofisticados, inclusive insetos (particularmente besouros) diatomáceas, ostracoda, fezes de ratos contendo microfósseis de plantas e corais.

As informações mais abrangentes sobre a paleoatmosfera nos últimos 1.000 a 100.000 anos foram recuperadas de testemunhos de gelo profundos na Groenlândia, Antártica e em geleiras de montanha em latitudes baixas. Os principais tipos de dados indiretos são: temperaturas atmosféricas de  $\delta O^{18}$  (método desenvolvido para o gelo de geleiras por W. Dansgaard), a espessura das camadas anuais acumuladas, as concentrações de dióxido de carbono e metano nas bolhas de ar aprisionadas no gelo, a atividade vulcânica a partir de variações na condutividade elétrica causada pelos sulfatos, a carga de aerossol e outras fontes (continentais, marinhas e vulcânicas). Os primeiros testemunhos profundos foram coletados em Camp Century, no noroeste da Groenlândia, e na estação Byrd, na Antártica Ocidental, na década de 1960. Posteriormente, muitos testemunhos foram coletados e analisados. Os de particular interesse são os testemunhos GISP II e GRIP de Summit, Groenlândia, que cobrem aproximadamente 140.000 anos, e os testemunhos Vostok e EPICA da Antártica, que cobrem cerca de 450.000 e 720.000 anos, respectivamente.

começa há 11,5ka, depois do encerramento do evento Dryas Recente. Com base em avaliações de forçantes de Milankovich, o atual período interglacial deveria durar pelo menos outros 30.000 anos. Um aspecto particularmente marcante do último ciclo glacial está nas mudanças rápidas, em escala de milênios, entre condições quentes e frias, conhecidas como ciclos de Dansgaard-Oeschger (D-O). O Dryas Recente é considerado o último desses ciclos D-O. Como fica evidente em vários registros indiretos (ver Figura 13.5), o começo e o término do evento frio Dryas Recente, com uma mudança de condições climáticas glaciais para interglaciais e o inverso novamente, ocorreu dentro de um período de cinco anos para as duas transições! Os processos que movem eventos D-O como o Dryas Recente ainda não foram entendidos em sua totalidade, mas provavelmente, de algum modo, envolvem grandes descargas de água doce do derretimento de mantos de gelo para o Atlântico Norte, que perturbaram a circulação termohalina do Atlântico (ver Figura 7.32).

O aquecimento observado no começo do Holoceno, por volta de 10ka, pode ser atribuído ao fato de que a radiação solar em julho era 30-40  $W m^{-2}$  maior do que atualmente nas latitudes médias setentrionais, novamente devido a efeitos de Milankovich. Após o recuo final dos mantos de gelo continentais da Europa e América do Norte entre 10.000 e 7.000 anos atrás, o clima amenizou rapidamente nas latitudes médias e altas. Nos subtrópicos, esse período também foi mais úmido, com níveis elevados nos lagos da África e do Oriente Médio. O Máximo Térmico do Holoceno (MTH) foi alcançado nas latitudes médias há aproximadamente 5.000 anos, quando as temperaturas de verão eram 1-2°C mais altas do que atualmente (ver Figura 13.5B) e a linha de árvores do Ártico ficava várias centenas de quilômetros mais ao norte na Eurásia e na América do Norte. Nessa época, as regiões desérticas subtropicais estavam novamente muito secas e foram praticamente abandonadas pelos povos primitivos.



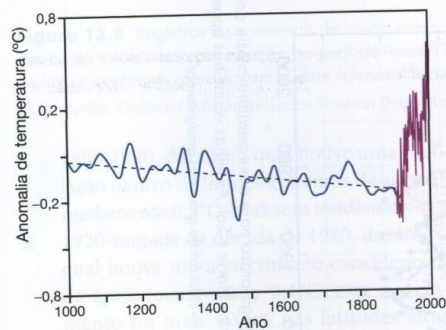
**Figura 13.5** Transição do último período glacial para interglacial (14,7 a 11,6 ka), indicada por  $d^{18}O$  (ppm), condutividade elétrica (microamps) e concentrações de cálcio (ppb) no testemunho do Greenland Ice Sheet Program (GISP) da região central da Groenlândia.

Fonte: Grootes (1995). Copyright © National Academy of Sciences. Cortesia de National Academy of Sciences, Washington, DC.

Um declínio na temperatura instalou-se ao redor de 2.000 anos atrás, com condições mais frias e mais úmidas na Europa e América do Norte. Embora as temperaturas desde então jamais tenham se igualado às do MTH (estamos chegando perto), houve um período (ou períodos) relativamente mais quente(s) entre os séculos IX e XV. As temperaturas de verão na Escandinávia, na China, na Sierra Nevada (Califórnia), nas Montanhas Rochosas no Canadá e na Tasmânia ultrapassaram as que prevaleceram até o final do século XX.

### 3 Os últimos 1000 anos

As reconstruções da temperatura para o hemisfério norte ao longo do último milênio baseiam-se em vários tipos de dados indiretos, mas especialmente na dendrocronologia, nos testemunhos de gelo e em registros históricos. A Figura 13.6 mostra uma reconstrução baseada nesses dados para o último milênio. Até aproximadamente 1600, existe uma dispari-



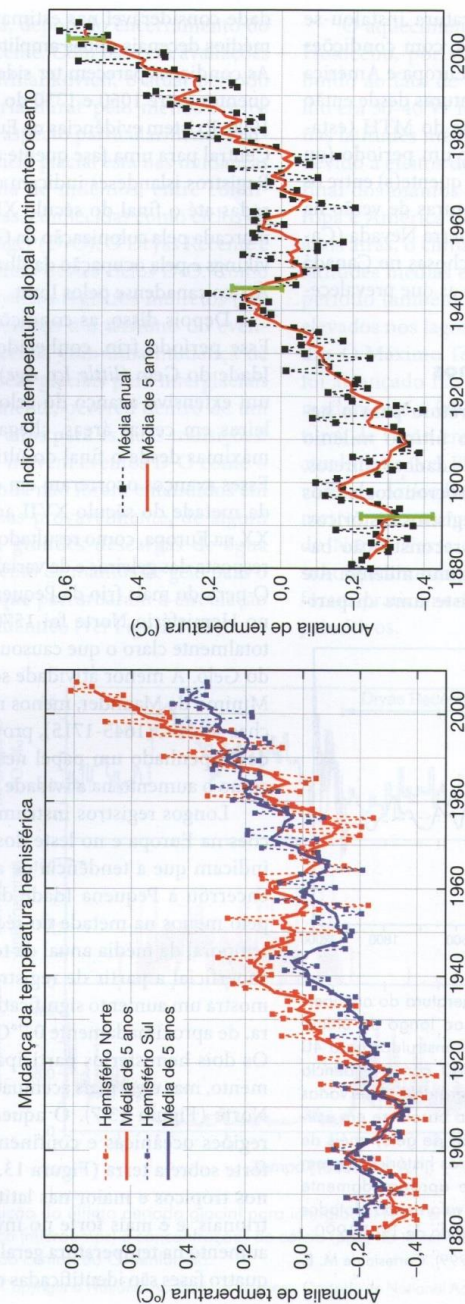
**Figura 13.6** Variação na temperatura do ar superficial para o Hemisfério Norte ao longo do último milênio. Valores suavizados e reconstruídos para 40 anos são plotados para 1000-1880, com a tendência linear para 1000-1850, e temperaturas observadas para 1902-1998. A reconstrução baseia-se em estimativas obtidas com testemunhos de gelo, anéis de crescimento em árvores e registros históricos, e tem dois limites de erro-padrão de aproximadamente  $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$  durante 1000-1600. Os valores são plotados como anomalias relativas ao período de 1961-1990.

Fonte: Modificado de Mann et al. (1999). Cortesia de M. E. Mann, Pennsylvania State University.

dade considerável nas estimativas dos valores médios decenais e suas amplitudes de variação. As condições parecem ter sido um pouco mais quentes entre 1050 e 1330 do que entre 1400 e 1900. Existem evidências na Europa Ocidental e Central para uma fase quente ao redor de 1300. Registros islandeses indicam condições moderadas até o final do século XII, e essa fase foi marcada pela colonização da Groenlândia pelos vikings e pela ocupação da Ilha de Ellesmere no Ártico canadense pelos Inuit.

Depois disso, as condições deterioraram. Esse período frio, conhecido como Pequena Idade do Gelo (*little Ice Age*), foi associado a um extensivo avanço do gelo ártico e das geleiras em certas áreas, chegando às posições máximas desde o final do último ciclo glacial. Esses avanços ocorreram em datas que variam da metade do século XVII ao final do século XX na Europa, como resultado da defasagem na resposta das geleiras e da variabilidade regional. O período mais frio da Pequena Idade do Gelo no Hemisfério Norte foi 1570-1730. Não está totalmente claro o que causou a Pequena Idade do Gelo. A menor atividade solar associada ao Mínimo de Maunder, menos números de manchas solares, (1645-1715), provavelmente tenha desempenhado um papel nesse evento, assim como o aumento na atividade vulcânica.

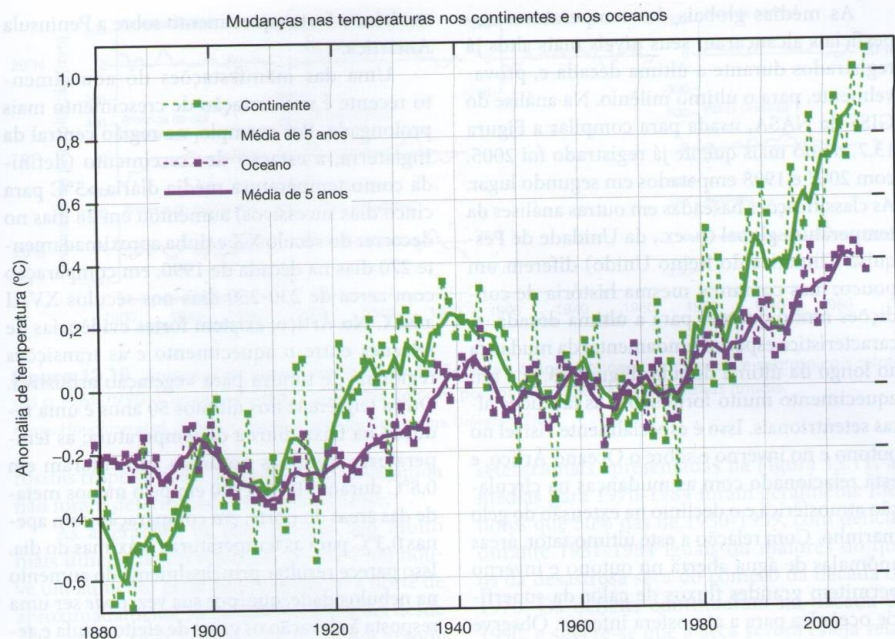
Longos registros instrumentais para estações na Europa e no leste dos Estados Unidos indicam que a tendência de aquecimento que encerrou a Pequena Idade do Gelo começou pelo menos na metade do século XIX. A série temporal da média anual da temperatura do ar superficial a partir de registros instrumentais mostra um aumento significativo na temperatura, de aproximadamente  $0,7^{\circ}\text{C}$ , de 1880 a 2007. Os dois hemisférios participam desse aquecimento, mas ele é mais acentuado no Hemisfério Norte (Figura 13.7). O aquecimento abrange regiões oceânicas e continentais, sendo mais forte sobre a terra (Figura 13.8). Ele foi menor nos trópicos e maior nas latitudes altas setentrionais, e é mais forte no inverno. Todavia, o aumento na temperatura geral não é contínuo, e quatro fases são identificadas no registro global:



**Figura 13.7** Registros instrumentais de longo prazo para a temperatura média anual, expressos como anomalias com relação ao período-base 1951-1980. (A): média global; (B): médias para os Hemisférios Norte e Sul. As linhas vermelhas apresentam a série temporal suavizada com médias de cinco anos.

Fonte: NASA, Goddard Institute for Space Sciences (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).





**Figura 13.8** Registros instrumentais de longo prazo para a temperatura média anual do ar superficial, expressos como anomalias com relação ao período-base 1951-1980 para as áreas oceânicas e continentais globais. As linhas contínuas representam a série temporal suavizada com médias de cinco anos.

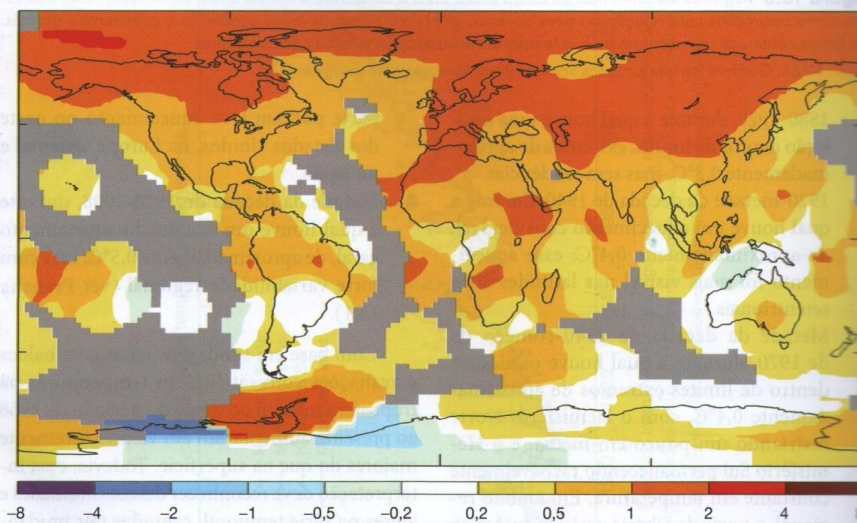
Fonte: NASA, Goddard Institute for Space Sciences (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).

- 1 1880-1920, durante a qual houve uma oscilação dentro de limites extremos de aproximadamente  $0,3^{\circ}\text{C}$ , mas sem tendências.
  - 2 1920-metade da década de 1940, durante a qual houve um aquecimento considerável, de aproximadamente  $0,4^{\circ}\text{C}$ ; esse aquecimento foi mais visível nas latitudes altas setentrionais.
  - 3 Metade da década de 1940-começo da de 1970, durante a qual houve oscilações dentro de limites extremos de aproximadamente  $0,4^{\circ}\text{C}$ , com o Hemisfério Norte resfriando um pouco em média, e o Hemisfério Sul permanecendo razoavelmente constante em temperatura. Em âmbito regional, o norte da Sibéria e o leste do Ártico canadense e o Alasca experimentaram uma redução média das temperaturas de inverno de  $2\text{-}3^{\circ}\text{C}$  entre 1940 e 1949 e entre 1950 e 1959; essa redução foi compensada em parte por um leve aquecimento no oeste dos Estados Unidos, na Europa Oriental e no Japão.
  - 4 Metade da década de 1970-2008, durante a qual houve um acentuado aquecimento geral, de aproximadamente  $0,5^{\circ}\text{C}$ , mas com forte variabilidade regional (ver Prancha 13.1).
- Com base em sondagens feitas com balões e avaliações com satélites, as temperaturas na troposfera inferior ao longo do período de 1958 ao presente aumentaram em valores levemente maiores do que na superfície. Todavia, essa interpretação deve reconhecer discontinuidades e vieses na série temporal, causadas por mudanças nos satélites, decaimento da órbita, deriva e outros fatores. Existem evidências de que as sondagens com balões podem ter um viés de resfriamento.

As médias globais das temperaturas superficiais alcançaram seus níveis mais altos já registrados durante a última década e, provavelmente, para o último milênio. Na análise do GISS da NASA, usada para compilar a Figura 13.7, o ano mais quente já registrado foi 2005, com 2007 e 1998 empatados em segundo lugar. As classificações baseadas em outras análises da temperatura global (p. ex., da Unidade de Pesquisa Climática do Reino Unido) diferem um pouco, mas contam a mesma história de condições muito quentes para a última década. A característica espacial fundamental da mudança ao longo da última década (Figura 13.9) é um aquecimento muito forte sobre as latitudes altas setentrionais. Isso é especialmente visível no outono e no inverno e sobre o Oceano Ártico, e está relacionado com as mudanças na circulação atmosférica e o declínio na extensão do gelo marinho. Com relação a este último fator, áreas anômalas de água aberta no outono e inverno permitem grandes fluxos de calor da superfície oceânica para a atmosfera inferior. Observe

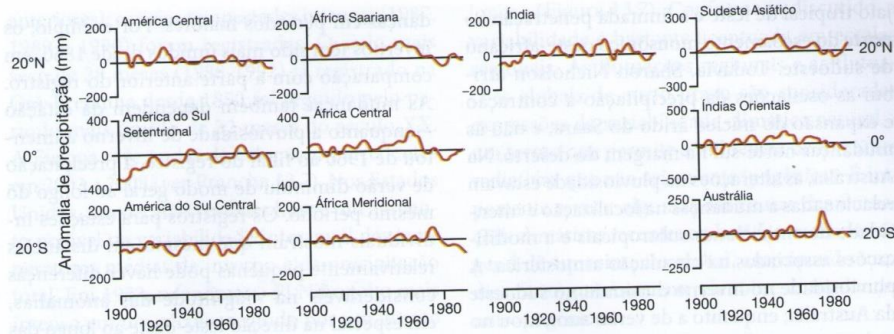
também o forte aquecimento sobre a Península Antártica.

Uma das manifestações do aquecimento recente é uma estação de crescimento mais prolongada. Por exemplo, na região central da Inglaterra, a estação de crescimento (definida como temperatura média diária  $>5^{\circ}\text{C}$  para cinco dias sucessivos) aumentou em 28 dias no decorrer do século XX e tinha aproximadamente 270 dias na década de 1990, em comparação com cerca de 230-250 dias nos séculos XVIII a XIX. No Ártico, existem fortes evidências de relações entre o aquecimento e as transições regionais de tundra para vegetação arbustiva. Outra tendência dos últimos 50 anos é uma redução na faixa diurna da temperatura; as temperaturas mínimas noturnas aumentaram em  $0,8^{\circ}\text{C}$  durante 1951-1990 em pelo menos metade das áreas do norte, em comparação com apenas  $0,3^{\circ}\text{C}$  para as temperaturas máximas do dia. Isso parece resultar principalmente do aumento na nebulosidade, que, por sua vez, pode ser uma resposta à elevação dos gases de efeito estufa e a-



**Figura 13.9** Temperaturas médias anuais do ar superficial para a década 1998-2007, expressa como anomalias com relação ao período-base 1951-1980. Áreas em cinza possuem dados insuficientes para calcular anomalias.

Fonte: NASA, Goddard Institute for Space Sciences (<http://data.giss.nasa.gov/gistemp/>).



**Figura 13.10** Variações de anomalias de precipitação sobre áreas continentais tropicais e subtropicais relativas a 1961-1990. Curvas suavizadas binomiais de nove pontos sobrepostas às anomalias anuais.

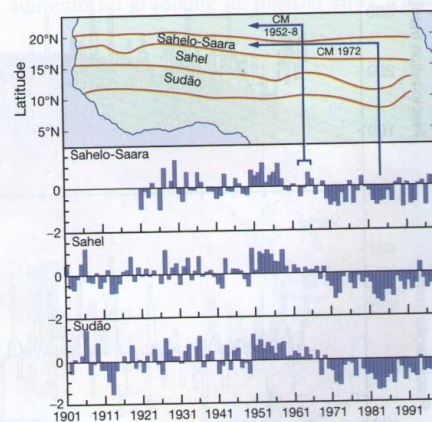
Fonte: Houghton et al. (1996). Com permissão da Cambridge University Press.

rossóis troposféricos. Todavia, as relações ainda não foram determinadas adequadamente.

As alterações na precipitação são muito mais difíceis de caracterizar. Desde 1900 houve um aumento geral na precipitação a norte de aproximadamente 30°N. Em comparação, desde a década de 1970, houve reduções sobre grande parte dos trópicos e subtropicais. Todavia, esses aspectos gerais mascaram as fortes variações sazonais, regionais e temporais. Como um exemplo dessa complexidade, a Figura 13.10 mostra variações na precipitação tropical e subtropical sobre áreas continentais até a metade da década de 1990. Desde a metade do século XX, as reduções na precipitação predominam em grande parte da região da África Setentrional ao Sudeste Asiático e Indonésia mais a leste. Muitos dos episódios secos são associados a eventos de El Niño. As regiões equatoriais da América do Sul e da Australásia também apresentam influências do ENSO. A área das monções indianas tem períodos mais úmidos e mais secos; os períodos mais secos são evidentes no começo do século XX e durante o período 1961-1990.

Como mais um exemplo dessa complexidade, os registros da África Ocidental para o século XX (Figura 13.11) mostram uma tendência de anos úmidos e secos ocorrerem em séries de até 10 a 18 anos. Foram observadas mínimas de precipitação nas décadas de 1910, 1940 e após 1968, com anos úmidos intervenientes, em toda a África Ocidental subsaariana. Nas duas zonas

setentrionais apresentadas na Figura 13.11, as médias para 1970-1984 foram geralmente menores que 50% das de 1950-1959, com déficits durante 1981-1984 iguais ou maiores do que os da desastrosa seca do começo da década de 1970. Os déficits continuaram na década de 1990, e sugere-se que a seca severa esteja relacionada com o enfraquecimento da corrente de



**Figura 13.11** Variações na pluviosidade (porcentagem de desvios-padrão) durante 1901-1998 para as zonas do Sahelo-Saara, Sahel e Sudão na África Ocidental. São mostradas as posições médias do Cavado Monsônico (CM) no norte da Nigéria durante 1952-1958 e em 1972 (ano de El Niño).

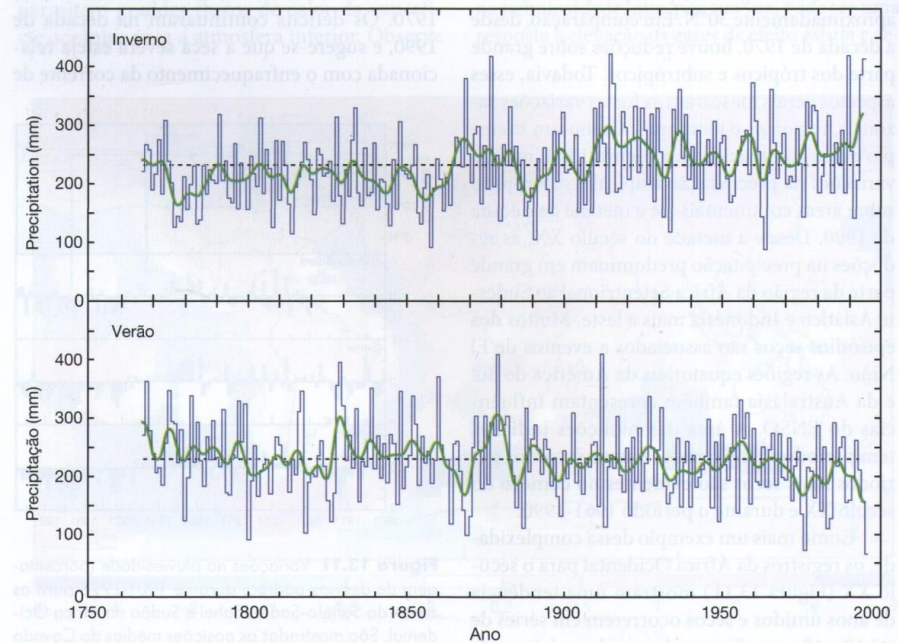
Fonte: Nicholson (2000, p. 2630, fig. 3). Cortesia de American Meteorological Society.

jato tropical de leste e a limitada penetração ao norte do escoamento monçônico oeste-africano de sudoeste. Todavia, Sharon Nicholson atribui as oscilações da precipitação à contração e expansão do núcleo árido do Saara, e não às mudanças norte-sul na margem do deserto. Na Austrália, as alterações na pluviosidade estavam relacionadas a mudanças na localização e intensidade de anticiclones subtropicais e a modificações associadas na circulação atmosférica. A pluviosidade no inverno diminuiu no sudoeste da Austrália, enquanto a de verão aumentou no sudeste, particularmente depois de 1950. A região nordeste da Austrália apresenta oscilações decenais e grande variabilidade interanual.

A Figura 13.12 ilustra as flutuações de inverno e verão na precipitação para a Inglaterra e o País de Gales. Existe ampla variabilidade interanual, e algumas mudanças decenais consideráveis são evidentes. Também existem mu-

danças em períodos maiores. Por exemplo, os invernos têm sido mais úmidos desde 1860, em comparação com a parte anterior do registro. As mudanças também dependem da estação – enquanto a pluviosidade de inverno aumentou de 1960 ao final do registro, a precipitação de verão diminuiu de modo geral ao longo do mesmo período. Os registros para estações individuais mostram que mesmo em distâncias relativamente pequenas pode haver diferenças consideráveis na magnitude das anomalias, em especial na direção leste-oeste ao longo das Ilhas Britânicas.

No final do século XX e começo do XXI, houve a extremos climáticos mais frequentes. Por exemplo, a Grã-Bretanha passou por várias secas importantes durante esse período (1976, 1984, 1989-1992 e 1995); sete períodos frios severos ocorreram nos invernos entre 1978 e 1987 (comparados com apenas três nos 40 anos



**Figura 13.12** Série temporal da precipitação de inverno e verão (mm) para a Inglaterra e o País de Gales, 1767-1995. A linha contínua é um filtro que suprime variações de  $\leq 10$  anos de duração.

Fonte: P. Jones, D. Conway and K. Briffa (1997, p. 2004, fig. 10.5). Com permissão de Routledge, London.

anteriores); e várias tempestades intensas (1987, 1989 e 1990) foram registradas. O ciclo mais seco de 28 meses (1988-1992) já registrado na Grã-Bretanha desde 1850 foi seguido pelo período mais úmido de 32 meses do século XX. A Europa teve ondas de calor sem precedentes em 2003 e 2008 (ver Prancha 13.2). Nos Estados Unidos, nas décadas recentes houve um aumento notável na variabilidade interanual das temperaturas médias de inverno e da precipitação total. Em 1983, o fenômeno El Niño foi o mais intenso em um século, seguido por um evento comparável em 1998; também existem evidências de um aumento na frequência de furacões intensos (Categoria 4 e 5).

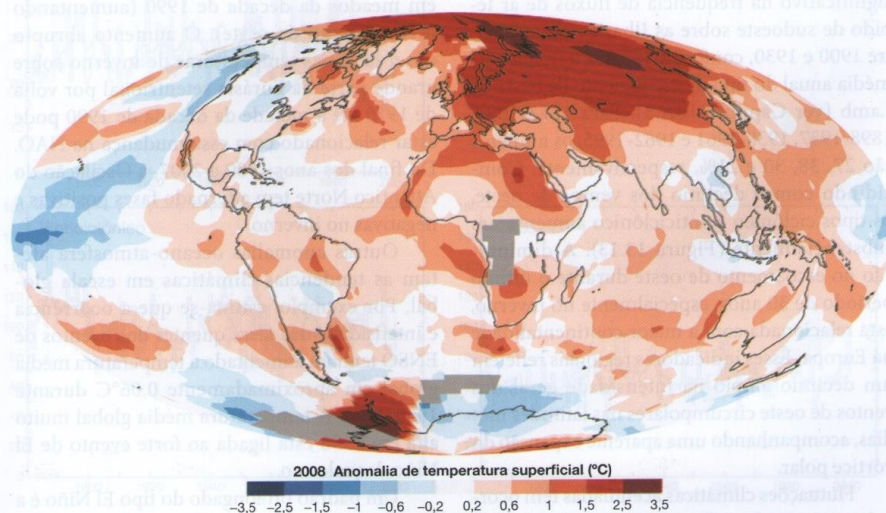
## D ENTENDENDO AS MUDANÇAS CLIMÁTICAS RECENTES

Embora as evidências sejam fortes de que grande parte do aquecimento global dos últimos 100 anos é uma resposta ao aumento nas concentrações de gases de efeito estufa na atmosfera, vimos que a série temporal da temperatura global se caracteriza por flutuações em escalas temporais de interanual a decenal e até mais

longos (Figura 13.7). Conforme já discutido, a variabilidade é bastante acentuada em escalas regionais. As flutuações regionais e as flutuações globais de curto prazo são consideradas expressões da variabilidade climática natural – um termo que permite a influência de forçantes radiativas que não sejam antropogênicas. É importante revisar algumas das causas das flutuações climáticas recentes embutidas na tendência geral de aquecimento global, antecipando uma discussão mais concentrada sobre as mudanças antropogênicas.

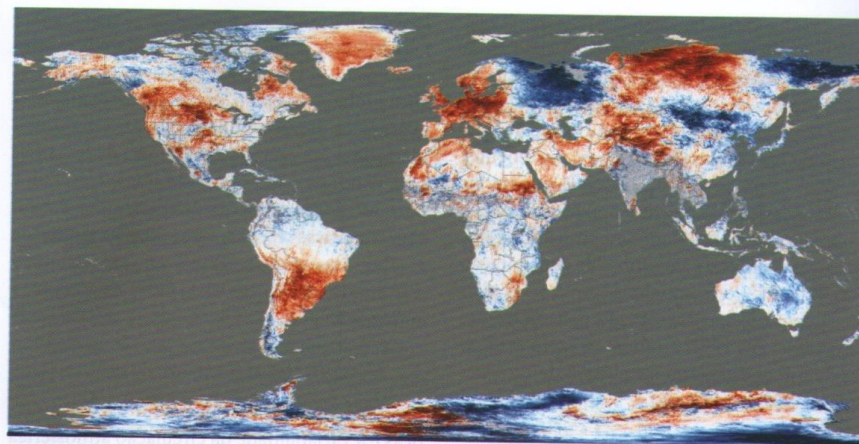
### 1 Mudanças na circulação

Uma das causas imediatas das flutuações climáticas é a variabilidade da circulação atmosférica global e regional, bem como os transportes de calor associados a ela. Nos primeiros 30 anos do século XX, ocorreu um aumento acentuado no vigor dos ventos de oeste sobre o Atlântico Norte, dos alísios de nordeste, das monções de verão na Ásia Meridional e dos ventos de oeste no Hemisfério Sul (no verão). Sobre o Atlântico Norte, essas mudanças consistiram de um aumento no gradiente de pressão entre a alta



**Prancha 13.1** Temperaturas do ar global para 2008.

Fonte: NASA imagem de by Robert Simmon. <http://earthobservatory.nasa.gov/IODT/view.php?id=06699>.



**Prancha 13.2** Onda de calor sobre a Europa Ocidental, mostrada pela anomalia de temperatura superficial continental no MODIS, 20-27 de julho de 2006.

Fonte: <http://earthobservatory.nasa.gov/IODT/view.php?id=M094>.

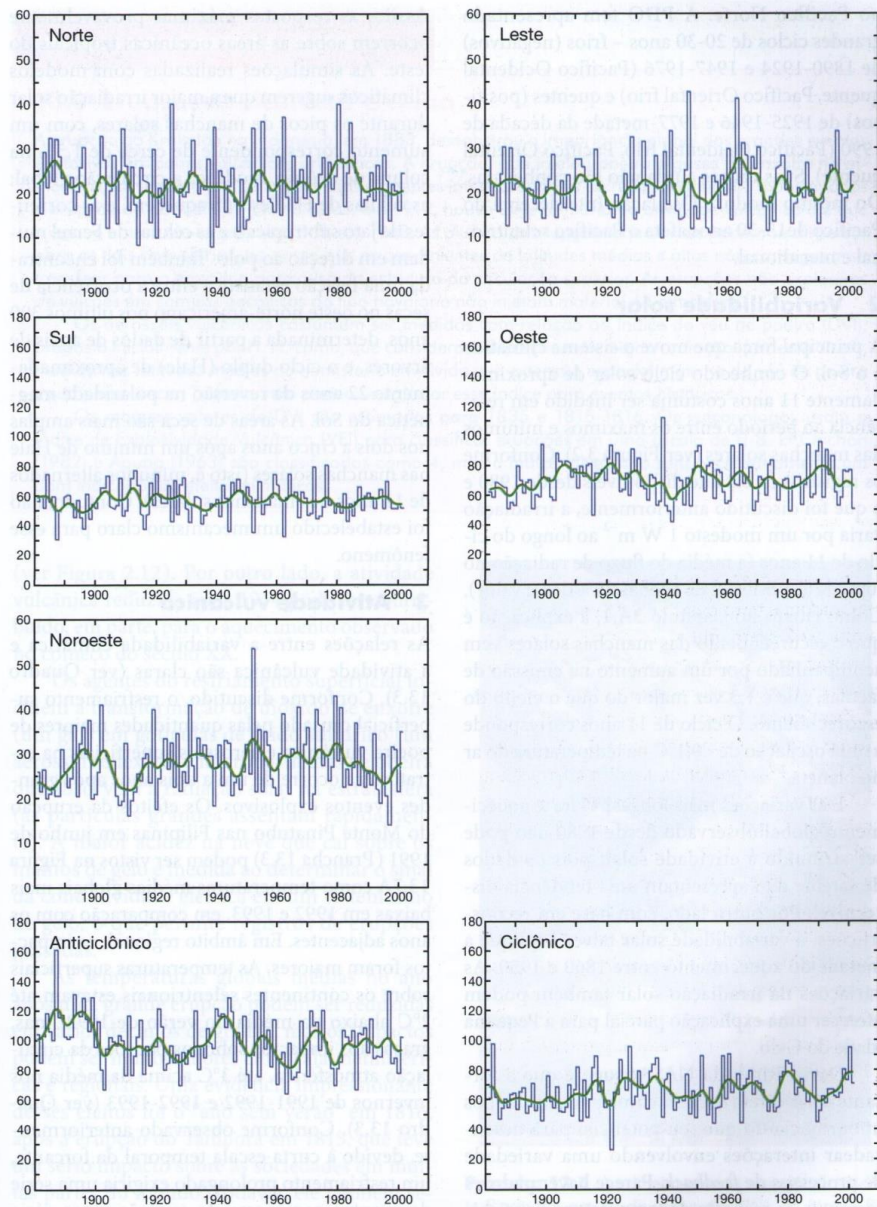
dos Açores e a baixa da Islândia quando esta se aprofundou, e também entre a baixa da Islândia e a alta da Sibéria, que se estendeu para oeste. Elas foram acompanhadas por rotas de ciclones mais ao norte, e isso resultou em um aumento significativo na frequência de fluxos de ar tépido de sudoeste sobre as Ilhas Britânicas entre 1900 e 1930, conforme mostra a frequência média anual do tipo de escoamento de oeste de Lamb (ver Capítulo 10A.3). Para 1873-1897, 1898-1937, 1938-1961 e 1962-1995, os números são 27, 38, 30 e 21%, respectivamente. Coincidindo com o declínio dos ventos de oeste, os tipos ciclônico e anticiclônico aumentaram substancialmente (Figura 13.13). A diminuição no escoamento de oeste durante o último período de 30 anos, especialmente no inverno, está relacionada com a maior continentalidade na Europa. Esses indicadores regionais refletem um declínio amplo na intensidade geral dos ventos de oeste circumpolares nas latitudes médias, acompanhando uma aparente expansão do vórtice polar.

Flutuações climáticas acentuadas têm ocorrido no setor do Atlântico Norte e da Eurásia em associação com a mudança de fase da Oscilação do Atlântico Norte, ou North Atlantic

Oscillation (NAO). A NAO de inverno esteve principalmente negativa da década de 1930 à de 1970 (com a baixa da Islândia e a alta dos Açores fracas), mas apresentou uma tendência geral de aumento para valores positivos fortes em meados da década de 1990 (aumentando o escoamento de oeste). O aumento abrupto observado nas temperaturas de inverno sobre grande parte da Eurásia setentrional por volta de 1970 até a metade da década de 1990 pode estar relacionado com essa mudança na NAO. Do final dos anos 1900 a 2007, a Oscilação do Atlântico Norte tem alternado fases positivas e negativas no inverno.

Outras anomalias oceano-atmosfera afetam as tendências climáticas em escala global. Por exemplo, estima-se que a ocorrência e intensidade das fases quentes dos eventos de ENSO tenham aumentado a temperatura média global em aproximadamente 0,06°C durante 1950-1998. A temperatura média global muito alta em 1998 está ligada ao forte evento de El Niño daquele ano.

Um padrão prolongado do tipo El Niño é a Oscilação Decenal do Pacífico, ou Pacific Decadal Oscillation (PDO), relacionada com a variabilidade da temperatura na superfície marinha



**Figura 13.13** Totais anuais e médias móveis de 10 anos para a frequência (dias) dos tipos de circulação de Lamb-Jenkinson sobre as Ilhas Britânicas, 1961-1999. Observe as mudanças de escala.

Fonte: Lamb (1994). Adaptado de Climate Monitor e de dados do Climatic Research Unit, com permissão da University of East Anglia.

no Pacífico Norte. A PDO tem apresentado grandes ciclos de 20-30 anos – frios (negativos) de 1890-1924 e 1947-1976 (Pacífico Ocidental quente, Pacífico Oriental frio) e quentes (positivos) de 1925-1946 e 1977-metade da década de 1990 (Pacífico Ocidental frio, Pacífico Oriental quente). Suas causas ainda não são conhecidas. Do mesmo modo, a Oscilação Interdecadal do Pacífico de 15-30 anos afeta o Pacífico setentrional e meridional.

## 2 Variabilidade solar

A principal força que move o sistema climático é o Sol. O conhecido ciclo solar de aproximadamente 11 anos costuma ser medido em referência ao período entre os máximos e mínimos das manchas solares (ver Figura 3.2). Conforme os registros de satélite disponíveis desde 1980 e o que foi discutido anteriormente, a irradiação varia por um modesto  $1 \text{ W m}^{-2}$  ao longo do ciclo de 11 anos (a média do fluxo de radiação no topo da atmosfera é de apenas 25% desse valor). Como citado no Capítulo 3A.1, a explicação é que o escurecimento das manchas solares vem acompanhado por um aumento na emissão de fáculas, que é 1,5 vez maior do que o efeito do escurecimento. O ciclo de 11 anos corresponde a uma oscilação de  $<0,1^\circ\text{C}$  na temperatura do ar no planeta.

E as variações mais longas? O forte aquecimento global observado desde 1980 não pode ser atribuído à atividade solar, pois os dados de satélite não apresentam uma tendência discernível. Por outro lado, com base em reconstruções, a variabilidade solar talvez explique a metade do aquecimento entre 1860 e 1950. As variações na irradiação solar também podem oferecer uma explicação parcial para a Pequena Idade do Gelo.

David Rind, da NASA, sugere que a forçante solar direta sobre o clima pode ter menos importância do que seu potencial para desencadear interações envolvendo uma variedade de processos de *feedback*. Parece haver padrões regionais na resposta da temperatura à variabilidade solar, com os maiores sinais nas latitudes baixas, onde existem grandes totais de insolação, e sobre os oceanos, onde o albedo é baixo.

Assim, as respostas máximas provavelmente ocorrem sobre as áreas oceânicas tropicais do leste. As simulações realizadas com modelos climáticos sugerem que a maior irradiação solar durante os picos de manchas solares, com um aumento correspondente de cerca de 1,5% na coluna de ozônio, modifica a circulação global; as células de Hadley enfraquecem, e as correntes de jato subtropicais e as células de Ferrel mudam em direção ao polo. Também foi encontrada uma relação estatística entre a ocorrência de secas no oeste norte-americano nos últimos 300 anos, determinada a partir de dados de anéis de árvores, e o ciclo duplo (Hale) de aproximadamente 22 anos da reversão na polaridade magnética do Sol. As áreas de seca são mais amplas nos dois a cinco anos após um mínimo de Hale nas manchas solares (isto é, mínimos alternados de 11 anos nas manchas solares). Contudo, não foi estabelecido um mecanismo claro para esse fenômeno.

## 3 Atividade vulcânica

As relações entre a variabilidade climática e a atividade vulcânica são claras (ver Quadro 13.3). Conforme discutido, o resfriamento superficial causado pelas quantidades maiores de poeira vulcânica e aerossóis superficiais na estratosfera ocorre de um a dois anos após grandes eventos explosivos. Os efeitos da erupção do Monte Pinatubo nas Filipinas em junho de 1991 (Prancha 13.3) podem ser vistos na Figura 13.7A como temperaturas médias globais mais baixas em 1992 e 1993, em comparação com os anos adjacentes. Em âmbito regional, os impactos foram maiores. As temperaturas superficiais sobre os continentes setentrionais estavam até  $2^\circ\text{C}$  abaixo da média no verão de 1992, mas, graças aos impactos sobre os padrões da circulação atmosférica, até  $3^\circ\text{C}$  acima da média nos invernos de 1991-1992 e 1992-1993 (ver Quadro 13.3). Conforme observado anteriormente, devido à curta escala temporal da forçante, um resfriamento prolongado exigiria uma série de eventos como essa de erupção; uma série de eventos como essa pode ajudar a explicar a “Pequena Idade do Gelo”. O período entre 1883-1912 também teve erupções frequentes

AVANÇOS SIGNIFICATIVOS DO SÉCULO XX

13.3 Erupções vulcânicas e clima

A erupção do Krakatoa na Indonésia, em 1883, demonstrou a importância global dos grandes eventos explosivos em cones vulcânicos andesíticos. A erupção, que injetou poeira e gases de enxofre na atmosfera, foi seguida por condições frias e poentes impressionantes ao redor do mundo. Todavia, após a erupção do Katmai nas Ilhas Aleutas, em 1912, houve uma calmaria na atividade vulcânica até que o Agung entrou em erupção em Bali, em 1963. As plumas de erupções equatoriais podem se dispersar para os dois hemisférios, ao passo que as provenientes de latitudes médias e altas não conseguem se transferir para o equador, por causa da estrutura da circulação superior. As erupções não explosivas de vulcões em campos basálticos do tipo havaiano não injetam material na atmosfera.

Os aerossóis vulcânicos costumam ser medidos com relação ao índice do véu de poeira (DVI), proposto inicialmente por H. H. Lamb, que considera a depleção máxima da radiação incidente direta, medida nas latitudes médias do hemisfério envolvido, e a extensão espacial máxima do véu de poeira e sua persistência. Todavia, não podemos calcular esse índice para eventos históricos.

Os maiores valores do DVI são estimados para 1835 e 1815-1816. Os vulcanólogos usam o Índice de Explosividade Vulcânica (VEI) para classificar erupções em uma escala de 0-8. El Chichón (1982) e Agung (1963) são classificados como 4, mas o índice talvez não seja necessariamente um bom indicador de efeitos climáticos.

(ver Figura 2.12). Por outro lado, a atividade vulcânica reduzida após 1914 pode ter contribuído, em parte, para o aquecimento observado no começo do século XX.

Os agentes do resfriamento superficial incluem a transformação de dióxido de enxofre (um gás) em gotículas de ácido sulfúrico (um aerossol reflexivo) e micropartículas de poeira que absorvem a radiação solar na estratosfera (as partículas grandes assentam rapidamente). A maior acidez na neve que cai sobre os mantos de gelo é medida ao determinar o sinal da condutividade elétrica em um testemunho de gelo, o que permite registros de erupções passadas.

As temperaturas globais médias no ano após uma grande erupção podem ser reduzidas em vários décimos de grau C, mas os impactos podem ser muito maiores em escalas hemisféricas e regionais. Uma evidência impressionante desses efeitos foi o “ano sem verão” em 1816, após a erupção do Tambora em 1815, que teve um sério impacto sobre as sociedades em muitas partes do mundo. Todavia, ele também seguiu uma série de invernos frios na Europa. A erupção do Krakatoa, na Indonésia, em agosto de 1883, foi registrada por barógrafos ao redor do mundo. Houve lançamento de cinzas a até 80



**Prancha 13.3** A primeira grande erupção do Monte Pinatubo, em 12 de junho de 1991. O Monte Pinatubo está localizado na parte sudoeste da ilha de Luzon, nas Filipinas. Antes de 1991, ele permaneceu adormecido por mais de 635 anos.

Fonte: K. Jackson, U.S. Air Force. NOAA/NGDC.

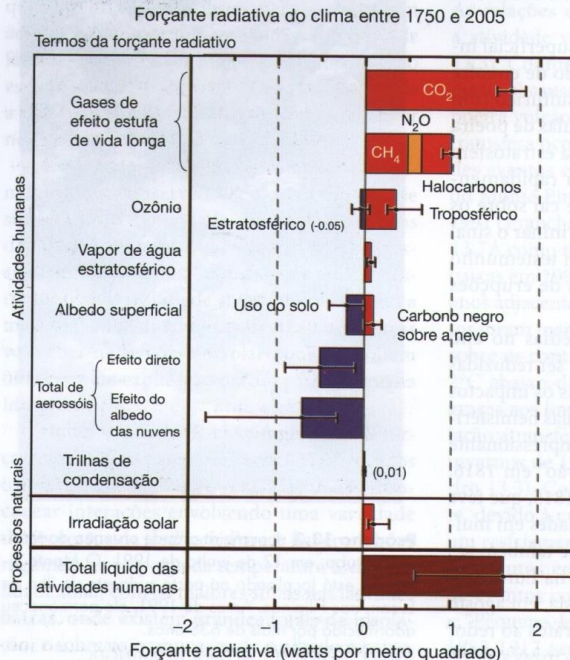
km de altitude. As temperaturas médias globais tiveram um resfriamento de 1,2°C em 1884, e os efeitos persistiram por 3-4 anos. Aparentemente são necessárias grandes erupções repetidas para causar efeitos de longo prazo sobre o clima. Os registros obtidos com testemunhos de gelo proporcionam longos históricos de erupções vulcânicas até o Pleistoceno tardio, e mostram episódios de erupções mais frequentes.

4 Fatores antropogênicos

Conforme apresentado anteriormente, os efeitos das atividades humanas devem ser vistos dentro do modelo da forçante radiativa global, que se refere à quantidade pela qual um fator altera o balanço de radiação no topo da atmosfera, expresso em unidades de  $W m^{-2}$ .

A Figura 13.14 sintetiza as diferentes componentes da forçante radiativa em 2005, em relação a 1750. As mudanças nas concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa, associadas ao crescimento acentuado da população

mundial, industrialização e tecnologia, foram descritas no Capítulo 2A.2. A maior forçante radiativa positiva individual advém do aumento na concentração de dióxido de carbono (em torno de  $1,7 W m^{-2}$ ). Isso significa que, comparado com 1750, o aumento na concentração de dióxido de carbono, considerado isoladamente, levaria a um desequilíbrio de mesma medida na radiação. O metano ( $CH_4$ ), o óxido nítrico ( $N_2O$ ) e os halocarbonos contribuem com mais  $1 W m^{-2}$ . Assim, a forçante radiativa total proveniente de gases de efeito estufa de vida longa (no sentido de que têm um tempo de residência longo na atmosfera) é de aproximadamente  $2,2 W m^{-2}$ . Os halocarbonos são um termo coletivo para o grupo de espécies orgânicas halogênicas, e inclui os clorofluorcarbonos (CFC). Outros fatores menos importantes com uma forçante radiativa positiva são o ozônio troposférico, o carbono negro sobre a neve (essencialmente, fuligem da queima de combustíveis fósseis) e a irradiação solar (que não está associada às ati-



**Figura 13.14** Componentes da forçante radiativa global ( $W m^{-2}$ ) para o ano de 2005, expressos em relação ao ano de 1750. As barras indicam faixas de incerteza.

Fonte: IPCC (2007). IPCC (ch. 2, Changes in atmospheric constituents and in radiative forcing, Report of WG1, IPCC, p. 136, FAQ 2.1, fig. 2).

vidades humanas). Essas forçantes positivas são compensadas, em parte, por forçantes negativas devidas à maior concentração de aerossóis e ao maior albedo superficial associado ao uso do solo, gerando uma forçante total estimada para as atividades humanas de  $1,6 \text{ W m}^{-2}$ . A incerteza nesse valor se deve principalmente à incerteza quanto aos efeitos dos aerossóis. Por causa da sua natureza altamente episódica, a Figura 13.4 não inclui os efeitos das erupções vulcânicas.

Embora os CFC (um dos halogênios) tenham uma forçante radiativa positiva, o estudante talvez esteja mais familiarizado com a relação entre CFC e a destruição da camada de ozônio estratosférico. Apesar do Protocolo de Montreal, que ajudou a controlar a produção e o uso de CFC, eles são duradouros e ainda causam impactos sobre a camada de ozônio (ver Capítulo 2A.4). As emissões de  $\text{H}_2\text{O}$  e  $\text{NO}_x$  por aviões a jato e por emissões superficiais de  $\text{N}_2\text{O}$  têm contribuído para o problema. O ozônio circula na estratosfera de latitudes baixas para altas e, assim, sua ocorrência em regiões polares é diagnóstica da sua concentração global. Em outubro de 1984, uma área de depleção acentuada de ozônio (chamada de “buraco da camada de ozônio”) foi observada na estratosfera inferior (ou seja, 12–24 km), centrada sobre o continente antártico, mas estendendo-se muito além dele. A depleção do ozônio sempre é maior na primavera antártica, mas, naquele ano, a concentração de ozônio estava mais de 40% abaixo do que em outubro de 1977. Em 1990, as concentrações de ozônio na Antártica haviam caído para cerca de 200 unidades Dobson de setembro a outubro (ver Figura 2.9), comparadas com 400 unidades na década de 1970. Nos anos extremos (1993–1995), foram registrados recordes mínimos de 116 unidades no Polo Sul. Estima-se que, graças à lentidão da circulação global de CFC e de sua reação com o ozônio, mesmo um corte nas emissões de CFC ao nível de 1970 não eliminaria o buraco da camada de ozônio por pelo menos 50 anos. A depleção do ozônio no inverno também ocorre na estratosfera ártica e estava bem acentuada em 1996 e 1997, mas ausente em 1998. Pequenos buracos localizados

são bastante comuns, mas buracos amplos são raros, mesmo em invernos estratosféricos frios. Parece que, enquanto o vórtice antártico é isolado da circulação de média latitude, o vórtice ártico é mais dinâmico, de modo que o transporte de ozônio de latitudes menores compensa grande parte da perda.

As forçantes de aerossóis são diretas e indiretas. Juntas, elas têm uma forçante radiativa estimada de aproximadamente  $-1,2 \text{ W m}^{-2}$ . Os efeitos diretos estão relacionados com a maneira como os aerossóis absorvem e espalham a radiação solar e de ondas longas; uma variedade de tipos de aerossol, incluindo carbonos orgânicos de combustíveis fósseis, carbono negro de combustíveis fósseis, queima de biomassa e poeira mineral e aerossóis de sulfatos, exerce uma significativa forçante radiativa. O efeito indireto diz respeito à maneira como os aerossóis afetam as nuvens. Uma questão crucial é o quanto uma partícula de aerossol pode atuar como um núcleo de condensação, que depende de fatores como a composição química e o tamanho do aerossol. O efeito indireto dos aerossóis compreende impactos sobre o albedo das nuvens (muitas vezes chamado de primeiro efeito indireto) e sobre a água líquida, a altura e o tempo de vida das nuvens (o segundo efeito indireto). Reduzir a grande incerteza sobre os efeitos diretos e indiretos dos aerossóis é um foco importante da pesquisa climática.

Com relação ao uso do solo, a questão básica é que o aumento das pressões populacionais tem levado ao desmatamento de florestas e ao pastoreio excessivo, elevado o albedo superficial do planeta. Enquanto a forçante radiativa relativa a 1750 é um modesto  $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ , os efeitos humanos sobre a cobertura de vegetação têm uma história antiga. A queima de vegetação por aborígenes na Austrália remonta aos últimos 50.000 anos, enquanto o desmatamento significativo começou na Eurásia durante o Neolítico (por volta de 5000 anos atrás), como evidência o surgimento de espécies e ervas agrícolas. O desmatamento expandiu-se nessas áreas entre 700 e 1700 d.C., à medida que as populações aumentavam lentamente, mas não começou na América do Norte até o mo-

vimento dos assentamentos para o oeste, nos séculos XVIII e XIX. Durante o último meio século, houve amplo desmatamento nas florestas tropicais do Sudeste Asiático, da África e da América do Sul. Estimativas do atual desmatamento tropical sugerem perdas de  $105 \text{ km}^2/\text{ano}$ , em uma área total de floresta tropical de  $9 \times 10^6 \text{ km}^2$ . Essa cifra anual é mais da metade da cobertura total de terra irrigada atualmente. A destruição de florestas causa um aumento local de aproximadamente 10% no albedo, com consequências para os balanços de energia e umidade superficiais.

Deve-se observar que é difícil definir e monitorar o desmatamento. Ele pode se referir à perda de cobertura florestal, com a limpeza completa e conversão para um tipo de uso diferente, ou ao empobrecimento de espécies, sem grandes mudanças na estrutura física. O termo desertificação, aplicado em regiões semiáridas, cria dificuldades semelhantes. A desertificação também contribui para um aumento na remoção de solo pelo vento. Os anos do “dust bowl” da década de 1930 nos Estados Unidos e a seca do Sahel africano desde 1972 ilustram esse fato, assim como a poeira transportada do oeste da China através do pacífico para o Havaí, e do Saara para oeste através do Atlântico Norte. O processo de alteração da vegetação e a degradação associada do solo não devem ser atribuídos unicamente a mudanças induzidas pela ação humana, pois podem ser desencadeados por oscilações naturais na pluviosidade, levando a secas.

O desmatamento e a queima associada de biomassa também contribuíram para o aumento nas concentrações de dióxido de carbono. As florestas armazenam grandes quantidades de carbono e, quando protegidas, estabilizam o ciclo do dióxido de carbono na atmosfera. O carbono retido na vegetação da bacia amazônica é equivalente a pelo menos 20% de toda a carga atmosférica de dióxido de carbono. Estima-se que o desmatamento e a queima de biomassa na Amazônia e em outros locais representem aproximadamente 25% do aumento no dióxido de carbono atmosférico desde os períodos pré-industriais.

## E PROJEÇÕES DE MUDANÇAS NA TEMPERATURA AO LONGO DO SÉCULO XXI

### 1 Aplicações de modelos da circulação geral

As ferramentas mais poderosas para analisar as assinaturas emergentes das mudanças climáticas e projetar mudanças ao longo do século XXI são os Modelos de Circulação Geral (MCG), sendo os mais sofisticados aqueles totalmente acoplados ao oceano, conhecidos como Modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (MCGAO). Conforme apresentado no Capítulo 8, esses modelos globais baseiam-se em representações matemáticas detalhadas da estrutura e operação do sistema Terra-oceano-atmosfera. Os estados possíveis futuros (assim como os passados) do sistema podem ser simulados aplicando-se supostas forçantes climáticas, como as concentrações de gases de efeito estufa, a irradiação solar e (no caso de estudos paleoclimáticos) a extensão dos mantos de gelo e a topografia. Os MCG são muito poderosos, mas envolvem a necessidade de uma compreensão detalhada das variáveis, dos estados, dos *feedbacks*, das transferências e das forçantes de um sistema complexo junto com as leis da física da atmosfera e dos oceanos, nas quais se baseiam.

### 2 As simulações do IPCC

Os MCG foram desenvolvidos por grupos de modelagem ao redor do planeta. O IPCC tem servido como um ponto focal crucial para o desenvolvimento de modelos. Conforme apresentado no Capítulo 1, um dos objetivos do IPCC é avaliar os impactos de aumentos projetados nas concentrações de gases de efeito estufa e de outras forçantes climáticas antropogênicas no decorrer do século XXI. O IPCC publicou quatro relatórios amplos (em 1990, 1995, 2001 e 2007), cada um baseado no uso de modelos cada vez mais sofisticados.

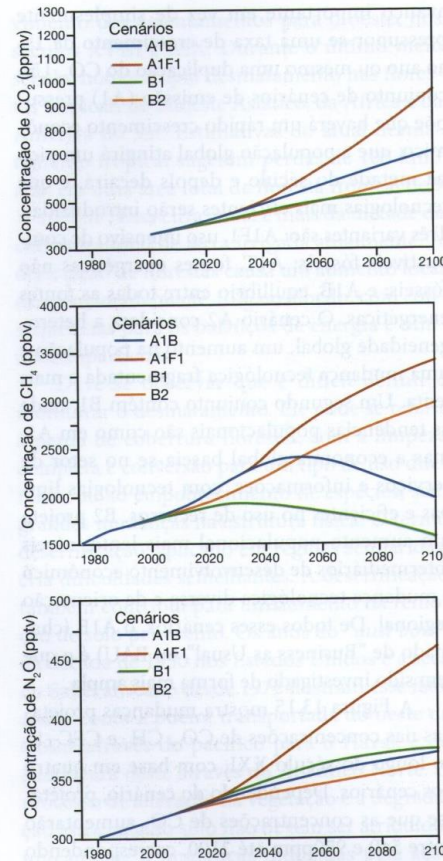
Os modelos usados no Primeiro Relatório de Avaliação (1990) eram primitivos considerando os padrões de hoje. Somente dois modelos, do NCAR e do GFDL (respectivamente,

o National Center for Atmospheric Research e o Geophysical Fluid Dynamics Laboratory), incluíam o acoplamento oceânico (isto é, podiam ser classificados como um MCGAO). Outros empregavam uma camada oceânica mista "rasa" (os primeiros 50 m, aproximadamente) e várias outras simplificações, como a ausência de transporte horizontal de calor no oceano, um transporte de calor horizontal prescrito e uma cobertura de nuvens fixa com média zonal. A resolução horizontal (o tamanho da célula na malha do modelo) era grosseira, geralmente da ordem de 500 km. As simulações incluíam respostas climáticas a aumentos paulatinos (1% ao ano) em CO<sub>2</sub> (com os modelos NCAR e GFDL) e experimentos de equilíbrio para uma duplicação no teor de CO<sub>2</sub> (nos quais os modelos foram aplicados até chegar a um estado de equilíbrio climático). No Segundo Relatório de Avaliação (1995), a resolução horizontal típica havia aumentado para aproximadamente 250 km, e o acoplamento oceânico havia sido aperfeiçoado. Outros refinamentos foram o tratamento dos efeitos radiativos de aerossóis sulfatados antropogênicos e erupções vulcânicas. Onze grupos participaram, com 11 MCGAO. As simulações incluíam aumentos paulatinos na concentração de CO<sub>2</sub>, de 1% ao ano, bem como outras mudanças no cenário dos gases de efeito estufa. No Terceiro Relatório de Avaliação (2001), as resoluções horizontais haviam melhorado ainda mais, com um tratamento mais robusto do oceano (p. ex., circulações termohalinas) e interações com a superfície de terra. Dezenove MCGAO participaram. Os modelos usados para o Quarto Relatório de Avaliação (2007) eram ainda mais maduros, com alguns incluindo a química atmosférica e a interação da vegetação. Foi avaliado um total de 23 MCGAO, representando o trabalho de 16 grupos de modelagem, de 11 países.

Um aspecto importante do terceiro e quarto relatórios é que as simulações com os diferentes modelos usaram uma variedade de cenários de emissão de gases de efeito estufa (contidos em um relatório especial sobre cenários de emissões, ou SRES) baseados em visões diferentes sobre o futuro global. Esse foi um

avanço importante em vez de simplesmente pressupor-se uma taxa de crescimento de 1% ao ano ou mesmo uma duplicação do CO<sub>2</sub>. Um conjunto de cenários de emissão (A1) pressupõe que haverá um rápido crescimento econômico, que a população global atingirá um pico na metade do século e depois decairá, e que tecnologias mais eficientes serão introduzidas. Três variantes são: A1F1, uso intensivo de combustíveis fósseis; A1T, fontes energéticas não fósseis; e A1B, equilíbrio entre todas as fontes energéticas. O cenário A2 considera a heterogeneidade global, um aumento na população e uma mudança tecnológica fragmentada e mais lenta. Um segundo conjunto contém B1, onde as tendências populacionais são como em A1, mas a economia global baseia-se no setor de serviços e informações, com tecnologias limpas e eficientes no uso de recursos. B2 projeta um aumento populacional mais lento, níveis intermediários de desenvolvimento econômico e mudança tecnológica diversa e de orientação regional. De todos esses cenários, o A1B (chamado de "Business as Usual", ou BAU) é o que tem sido investigado de forma mais ampla.

A Figura 13.15 mostra mudanças projetadas nas concentrações de CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e CFC-11 ao longo do século XXI, com base em quatro dos cenários. Dependendo do cenário, projeta-se que as concentrações de CO<sub>2</sub> aumentarão entre 540 e 970ppm até 2100, correspondendo a aumentos de 90 e 250% acima do nível pré-industrial. As mudanças nas concentrações de metano devem variar entre -190ppm e +1970ppb acima dos níveis de 1998 até 2100. Em 1995, estimava-se que, para estabilizar a concentração de gases de efeito estufa nos níveis de 1990, seriam necessárias as seguintes reduções percentuais em emissões oriundas de atividades antrópicas: CO<sub>2</sub> >60%; CH<sub>4</sub> 15-20%; N<sub>2</sub>O 70-80%; CFC 70-85%. O relatório de 2001 do IPCC observa que, para estabilizar as concentrações de CO<sub>2</sub> a 450 (650)ppm, seria necessário que as emissões antropogênicas ficassem abaixo dos níveis de 1990 dentro de algumas décadas (cerca de um século). Devido ao forte aumento nas emissões desde 2001, seriam necessárias reduções ainda maiores hoje em dia.

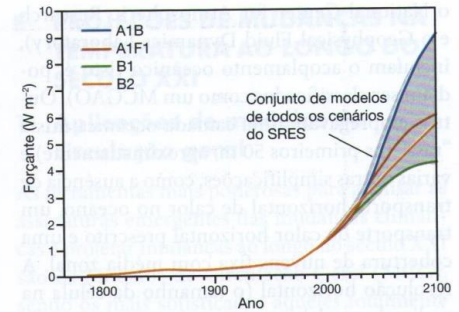


**Figura 13.15** Mudanças previstas no CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub> e N<sub>2</sub>O entre 1980 e 2100, com cenários do Special Report on Emission Scenarios (SRES). A1F1, A1B e B1 (ver texto).

Fonte: Adaptado de Houghton et al. (2001). Com permissão do IPCC (Summary for Policymakers, Report of WG 1, IPCC, p. 65, fig. 18).

Nota: As unidades estão em parte por milhão por volume (ppmv), partes por bilhão (ppbv) e partes por trilhão (pptv), respectivamente.

Os aumentos projetados na forçante radiativa antropogênica (relativa às condições pré-industriais) correspondentes aos casos do SRES da Figura 13.15 são mostrados na Figura 13.16. A variação projetada é de 4 a 9 W m<sup>-2</sup> até 2100. Os impactos dos aerossóis reduziriam um pou-

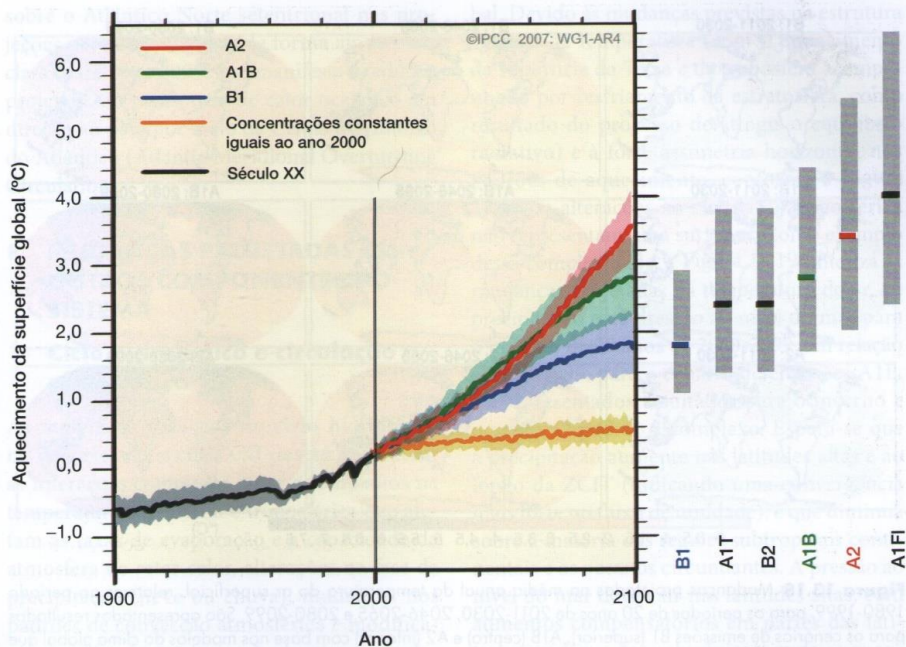


**Figura 13.16** Forçante radiativa (W m<sup>-2</sup>) projetada por um modelo para os cenários de emissões apresentados na Figura 13.17.

Fonte: Adaptado de Houghton et al. (2001). Com permissão do IPCC. (Summary for Policymakers, Report of WG 1, IPCC, p. 66, fig. 19.)

co esses números. Lembre que a forçante antropogênica estimada para 2005 era de 1,6 W m<sup>-2</sup>.

A Figura 13.18 sintetiza as mudanças projetadas na média anual global da temperatura do ar superficial de 1900 a 2100, com base em modelos que participaram do Quarto Relatório de Avaliação. Até o final do século XX, as simulações são alimentadas com as melhores estimativas disponíveis de forçantes radiativas observadas (particularmente, mudanças em concentrações de gases de efeito estufa). Começando no século XXI, as simulações fazem uso de forçantes baseadas em diferentes cenários de emissões do SRES, incluindo um cenário que mantém constantes as concentrações de gases de efeito estufa nos níveis de 2000. Os resultados são mostrados para a média de modelos múltiplos (ou seja, uma composição das médias dos diferentes modelos juntos) e para o desvio-padrão de ±1 em relação às médias anuais de cada modelo. Como os diferentes modelos têm diferentes arquiteturas, parametrizações e níveis de complexidade, portanto, contribuindo para as diferenças em sua sensibilidade climática, acredita-se que o uso da média de modelos múltiplos confira uma projeção mais robusta das mudanças do que o resultado de qualquer modelo individual. A aplicação de projeções dos diferentes modelos (no caso da Figura 13.17, baseada no desvio-padrão de ±1)



**Figura 13.17** Série temporal da média global da temperatura do ar superficial, expressa como anomalias relativas ao período 1980-1999, simulada por modelos climáticos globais que participaram do Quarto Relatório de Avaliação. Os resultados para o século XX baseiam-se em forçantes radiativas observadas, e as projeções para o século XXI empregam diferentes cenários de emissões. As linhas contínuas representam a média de múltiplos modelos, enquanto o sombreamento indica o espalhamento entre diferentes modelos, com base no desvio-padrão de  $\pm 1$ .

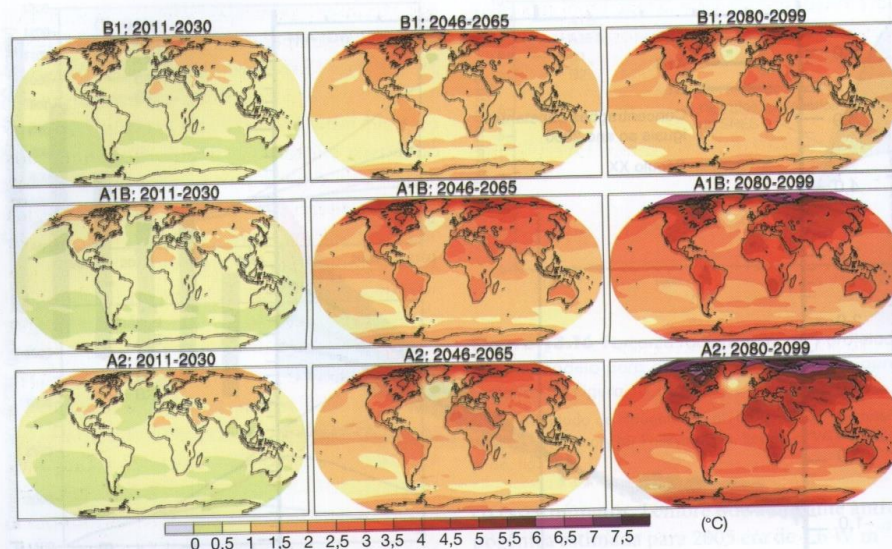
Fonte: IPCC (2007). Com permissão do IPCC (Summary for Policymakers, Report of WG1 1, IPCC, p. 14, fig. SPM.5).

para cada cenário de emissões pode definir um envelope de incertezas, refletindo diferenças na arquitetura e nas características físicas do modelo, que, por sua vez, têm um impacto sobre sua sensibilidade climática.

Com base na média dos múltiplos modelos expressa com relação ao período-base de 1980-1999, espera-se que a temperatura média global no ano 2100 aumente em 1,8°C (cenário B1) a 4,1°C (cenário A2). É importante observar que, à medida que o tempo avança, a incerteza sobre as emissões de gases de efeito estufa (a variação em projeções a partir dos diferentes cenários) começa a se tornar cada vez mais importante em relação à faixa de variação entre simulações de diferentes modelos para um determinado cenário. Dito de outra forma, a incerteza com

relação a quanto 2100 será mais quente é mais função de incertezas no comportamento humano do que incertezas na maneira como podemos modelar o sistema climático. Partindo do pressuposto de que a concentração de gases de efeito estufa fosse mantida nos níveis do ano 2000, haveria um pequeno aquecimento nas duas décadas seguintes. Esse aquecimento é em essência o calor “no sistema” que vigoraria à medida que este entrasse em equilíbrio radiativo com a forçante radiativa do ano 2000.

Conforme fica claro a partir da Figura 13.18, a magnitude do aquecimento superficial projetado tem padrões espaciais distintos, que se mantêm praticamente constantes ao longo do século XXI. A expectativa é de maior aquecimento, em relação à média global, so-



**Figura 13.18** Mudanças projetadas na média anual da temperatura do ar superficial, relativas ao período 1980-1999, para os períodos de 20 anos de 2011-2030, 2046-2065 e 2080-2099. São apresentados resultados para os cenários de emissões B1 (superior), A1B (centro) e A2 (inferior) com base nos modelos do clima global que participaram do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC. Os mapas representam a média de múltiplos modelos. Fonte: IPCC (2007). Com permissão de IPCC (ch. 10, Global climate projections, Report of WG1 1, IPCC, p. 766, fig. 10.8).

bre a região do Polo Norte (um padrão já visto nas tendências observadas; ver Figura 13.9). Com base na discussão anterior, isso reflete, em grande parte, a perda da cobertura de gelo marinho no Ártico. Na maior parte do ano, o gelo marinho atua de maneira a isolar o Oceano Ártico relativamente quente de uma atmosfera muito mais fria. Todavia, à medida que o clima aquece, a estação de derretimento de verão se prolonga e se intensifica, levando a menos gelo marinho no final do verão. A absorção de radiação solar aumenta durante o verão em áreas de mar aberto, elevando o conteúdo de calor da camada de mistura oceânica. A formação de gelo marinho no outono é postergada, e o gelo produzido é mais fino do que antes. Isso resulta em grandes fluxos de calor do oceano para a atmosfera durante o outono e o inverno. A estação mais longa livre de neve sobre a terra (indicando maior absorção de radiação solar e, assim, mais aquecimento da atmosfera inferior)

contribui para o efeito de amplificação. Embora os resultados apresentados na Figura 13.18 sejam para a média de múltiplos modelos, a amplificação do Ártico é uma característica de todos os modelos. Observe que o aquecimento projetado para a Antártica não é tão grande. Isso manifesta a natureza diferente da circulação oceânica nas altas latitudes meridionais. No Ártico, a porção superior do oceano tem estratificação muito estável, de modo que o calor que o oceano adquire no verão permanece perto da superfície para ajudar a derreter o gelo marinho (e retardar o crescimento do gelo no outono). Já o calor absorvido na superfície oceânica nas altas latitudes meridionais se mistura rapidamente em níveis oceânicos mais profundos. Outro aspecto interessante da Figura 13.18 é que, devido à grande inércia térmica do oceano, existe um padrão geral de menos aquecimento sobre o oceano do que sobre a terra. Finalmente, observe a região distinta de menos aquecimento



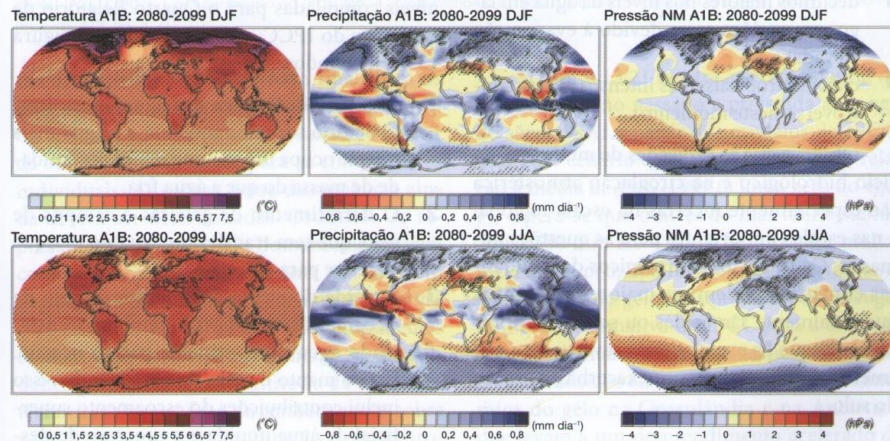
sobre o Atlântico Norte setentrional nas projeções para 2046-2065 e (de forma ainda mais clara) para 2080-2099. Isso manifesta a redução projetada do transporte de calor oceânico em direção ao polo por meio da Célula Meridional do Atlântico (Atlantic Meridional Overturning Circulation).

## F MUDANÇAS PROJETADAS EM OUTROS COMPONENTES DO SISTEMA

### 1 Ciclo hidrológico e circulação atmosférica

As mudanças previstas no ciclo hidrológico no decorrer do século XXI devem considerar as interações complexas entre os aumentos na temperatura superficial e troposférica que afetam as taxas de evaporação e a capacidade da atmosfera de reter calor, alterações na fase da precipitação (neve ou chuva), mudanças nos padrões de convecção atmosférica e modificações na circulação da escala sinótica para glo-

bal. Devido às mudanças previstas na estrutura vertical da temperatura (com o aquecimento da superfície da Terra e da troposfera acompanhado por resfriamento da estratosfera, como resultado do processo de atingir o equilíbrio radiativo) e à forte assimetria horizontal nos padrões de aquecimento, conforme a Figura 13.18, as alterações na circulação atmosférica não representam uma surpresa. Como exemplo dessa complexidade, a Figura 13.19 sintetiza as mudanças projetadas na temperatura do ar, na precipitação e na pressão ao nível do mar para o período de 20 anos de 2080-2099, em relação a 1980-1999, para o cenário de emissões A1B. São apresentados resultados para o inverno e o verão. O padrão é complexo. Espera-se que a precipitação aumente nas latitudes altas e ao longo da ZCIT (indicando uma convergência mais forte no fluxo de umidade), e que diminua sobre a maioria das regiões subtropicais continentais e os oceanos circundantes. A pressão ao nível do mar deve cair nas latitudes altas, com aumentos compensatórios em partes das latitudes médias e dos subtropicais, onde as quan-



**Figura 13.19** Mudanças projetadas na temperatura do ar (NM), precipitação e pressão ao nível do mar, relativas ao período 1980-1999, para o período de 20 anos de 2080-2099. São apresentados resultados para o verão e o inverno, usando o cenário de emissões A1B, baseado em modelos do clima global que participaram do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC. Os mapas representam a média de múltiplos modelos.

Fonte: IPCC (2007). Reproduzido com permissão de IPCC (ch. 10, Global climate projections, Report of WG1 1, IPCC, p. 767, fig. 10.9).

tidades de precipitação devem diminuir. Isso baseia-se no fato de que a alta pressão na superfície tende a ser acompanhada por movimento descendente do ar e por divergência em níveis baixos, o que é desfavorável à condensação.

O quadro geral de evolução das condições ao longo do século XXI, com base nos modelos do IPCC e resultados de outros estudos, é:

- 1 um ciclo hidrológico global mais vigoroso;
- 2 secas e/ou enchentes mais severas em alguns locais e menos severas em outros;
- 3 um aumento nas intensidades da precipitação, possivelmente com chuvas extremas;
- 4 efeitos hidrológicos maiores das mudanças climáticas em áreas secas do que em áreas úmidas;
- 5 um aumento geral na evaporação;
- 6 um aumento na variabilidade das descargas dos rios junto com a elevação na pluviosidade;
- 7 uma antecipação no escoamento máximo causado pelo derretimento de neve na primavera, à medida que a temperatura aumenta;
- 8 declínios maiores nos níveis da água em lagos em regiões secas devido à evaporação elevada; e
- 9 ciclones tropicais mais intensos (ainda controverso neste momento).

Observe que as projeções de mudanças no ciclo hidrológico e na circulação atmosférica são especialmente incertas na escala regional e nas escalas importantes para as questões humanas. Os impactos hidrológicos das mudanças climáticas podem ser maiores em regiões que atualmente são áridas ou semiáridas, implicando que os eventos mais severos de escoamento superficial devem exacerbar a erosão do solo.

### 2 O nível do mar

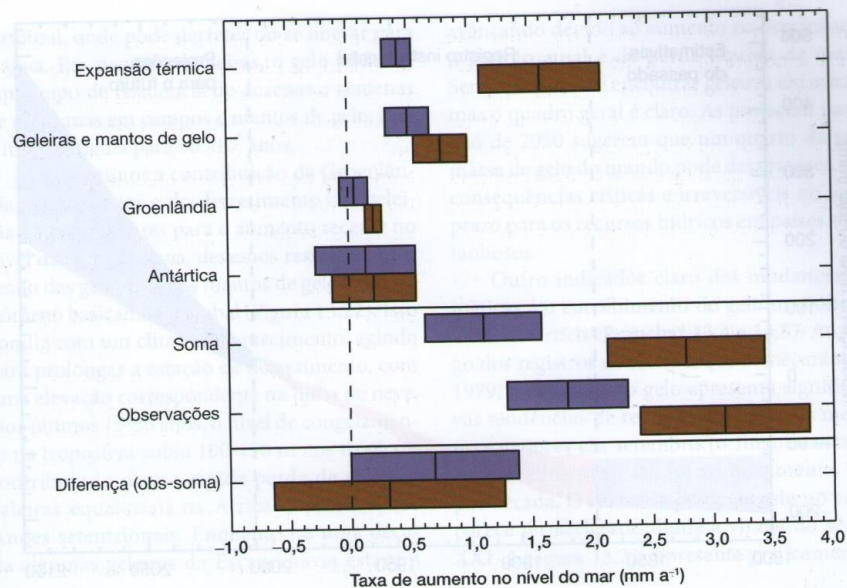
Os mecanismos que influenciam o nível do mar globalmente são complexos e atuam em um amplo espectro de escalas temporais. Em escalas de milhões de anos, devemos considerar questões, como a tectônica de placas, que alteram a forma

e o tamanho das bacias oceânicas, e os efeitos da erosão, que lentamente as preenchem com sedimentos. Avançando para escalas de milhares a dezenas de milhares de anos, sabemos que, após o Último Máximo Glacial, o nível do mar aumentou rapidamente à medida que os grandes mantos de gelo da América do Norte e da Europa Setentrional derreteram. Há 6000 anos, por volta do Máximo Térmico do Holoceno, o nível do mar havia subido por volta de 120 m em relação à menor posição glacial. O nível do mar estabilizou-se ao redor de 2000-3000 anos atrás, e não mudou significativamente até o final do século XIX, quando, à medida que o clima aquecia, começou a subir lentamente. Com base no Quarto Relatório de Avaliação do IPCC, a melhor estimativa é que o nível do mar tenha aumentado em torno de 1,7 mm a<sup>-1</sup>/ano ao longo do século XX, mas mais rapidamente nas últimas décadas. Dados de altimetria por satélite apontam um valor em torno de 3 mm a<sup>-1</sup>/ano desde 1993.

As principais contribuições para o aumento no nível do mar para o período 1961-2003 e de 1993-2003, baseadas em estimativas disponíveis compiladas para o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC, são sintetizadas na Figura 13.20, incluindo:

- 1 A expansão térmica das águas oceânicas. O oceano superior aqueceu, e a água mais quente ocupa um volume maior por unidade de massa do que a água fria.
- 2 O derretimento de geleiras e campos de gelo, que tem transferido água do estoque terrestre para o oceano.
- 3 A perda de massa dos mantos de gelo da Groenlândia e Antártica, também transferindo água do continente para o oceano. Para o manto de gelo da Groenlândia, isso inclui contribuições do escoamento superficial de água líquida e o processo de desprendimento de icebergs (*calving*). Para a Antártica, predomina o *desprendimento*.

Todas as componentes individuais são maiores no segundo período, especialmente a expansão térmica (0,42 m a<sup>-1</sup> para 1961-2003, versus 1,6 m a<sup>-1</sup>/ano para 1993-2003), que é a

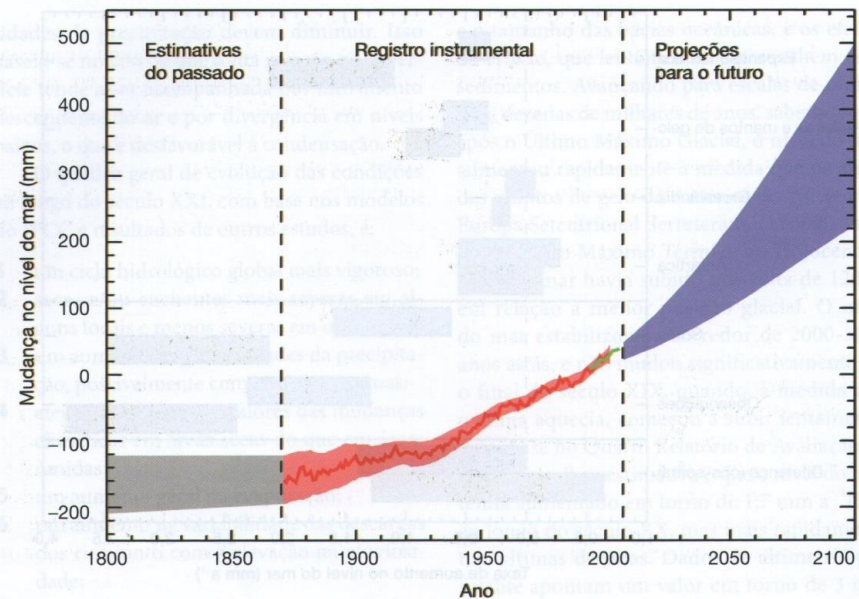


**Figura 13.20** Estimativas das contribuições para as alterações no nível do mar para o período 1961-2003 (azul) e 1993-2003 (marron). Também são apresentadas, para cada período, a soma das componentes individuais, a variação observada no nível do mar e a diferença entre as somas e as observações. As barras representam a faixa de erro de 90%.

Fonte: IPCC (2007). Com permissão do IPCC (ch. 4, Observations: Oceanic climate change and sea level, Report of WG1 1, IPCC, p. 419, fig. 5.21).

maior contribuição no período final. Para os dois períodos, o aumento observado no nível do mar excede a mudança avaliada a partir da adição de estimativas para as componentes individuais. As causas dessa discrepância ainda devem ser determinadas. Os efeitos do represamento de água pelo homem não servem como explicação, pois eles têm um impacto negativo no nível do mar. Note que as observações e estimativas para diferentes componentes contêm uma incerteza substancial. As dificuldades para estimar a magnitude da expansão térmica incluem a falta de conhecimento sobre as mudanças na temperatura do oceano profundo e os efeitos das circulações oceânicas. A incerteza nas contribuições do gelo marinho compreende dúvidas quanto ao acúmulo (pela queda de neve) e à espessura do gelo na linha de aterramento sobre a qual as plataformas de gelo flutuam.

A Figura 13.21 mostra a série temporal do nível do mar no passado e projetada ao longo do século XXI a partir dos modelos do IPCC, usando o cenário de emissões A1B. Com relação à média de 1989-1999 (a linha zero no eixo y), espera-se que o nível do mar tenha subido 200 a 500 mm até o ano 2100. Restam muitas incertezas, principalmente o comportamento dos mantos de gelo. Pesquisas recentes sugerem que a estimativa do IPCC para a elevação no nível do mar é baixa demais, pois não foram considerados os efeitos das mudanças na dinâmica do gelo na Groenlândia e na Antártica, que levam a um desprendimento acelerado de icebergs. Existe uma possibilidade ainda pouco compreendida de que um aumento no nível do mar possa fazer o manto de gelo da Antártica Ocidental flutuar e derreter totalmente (não apenas nas bordas, como no passado) e causar um aumento ainda mais catastrófico no nível



**Figura 13.21** Séries temporais do nível médio do mar, expressas como anomalias relativas aos anos 1980-1999, para o período antes dos registros instrumentais (sombreamento cinza, designando uma incerteza aproximada na taxa estimada de longo prazo para a mudança no nível do mar), durante o registro instrumental e projetadas ao longo do século XXI. O sombreamento vermelho representa resultados de marégrafos e a linha verde baseia-se em altimetria por satélite. As projeções são de modelos que participaram do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC com o cenário de emissões A1B; o sombreamento azul é a faixa de projeções do modelo.

Fonte: IPCC (2007). Reproduzido com permissão de IPCC (ch. 5, Observations: Oceanic climate change and sea level, Report of WG1 1, IPCC, p. 409, FAQ 5.1, fig. 1).

do mar, ainda que espalhado ao longo de várias centenas de anos.

### 3 Neve e gelo

Os efeitos das mudanças climáticas do século XX sobre a cobertura global de neve e gelo são visíveis de várias maneiras, mas as respostas diferem amplamente, como resultado dos diversos fatores e escalas temporais envolvidos. A cobertura de neve é essencialmente sazonal, relacionada com os níveis de precipitação em sistemas de tempestades e a temperatura. O gelo marinho também é um aspecto sazonal presente ao redor de grande parte do continente Antártico (ver Figura 10.35A), mas o Oceano Ártico mantém uma parte da sua cobertura de gelo marinho no decorrer do ano. Isso é conhecido

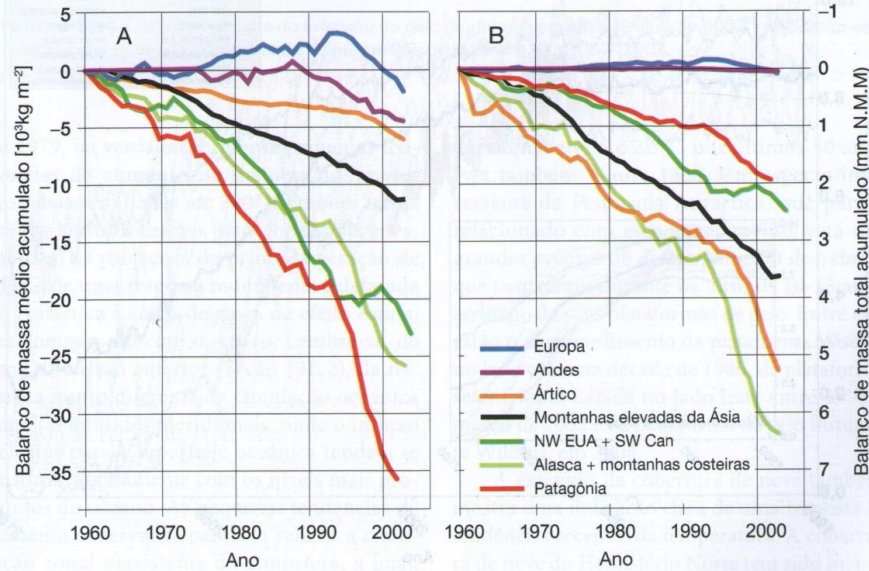
como gelo marinho multianual, pois sobreviveu a pelo menos uma estação de derretimento de verão. Ele tende a ser mais espesso do que o gelo do primeiro ano, que é o gelo que se forma em uma única estação. Parte do gelo marinho multianual do Ártico pode ter uma década de idade. O gelo marinho se forma e derrete em resposta aos balanços de calor na parte superior e inferior da cobertura de gelo. No Ártico, o gelo também é transportado constantemente para o Atlântico Norte pelos ventos e pelas correntes oceânicas. A maior parte dessa exportação ocorre na forma de gelo marinho multianual mais espesso. O gelo das geleiras acumula-se a partir do balanço líquido de acumulação de neve e derretimento de verão (ablação), mas o fluxo das geleiras transporta gelo para a porção

terminal, onde pode derreter ou se liberar para a água. Em pequenas geleiras, o gelo pode ter um tempo de residência de dezenas a centenas de anos, mas em campos e mantos de gelo, esse tempo aumenta para  $10^3$ - $10^6$  anos.

Já discutimos a contribuição da Groenlândia, da Antártica e do derretimento das geleiras e calotas polares para o aumento recente no nível do mar. Todavia, devemos ressaltar que o recuo das geleiras e dos mantos de gelo é um fenômeno basicamente global (Figura 13.22). Isso condiz com um clima em aquecimento, agindo para prolongar a estação de derretimento, com uma elevação correspondente na linha de neve. Nos últimos 15-20 anos, o nível de congelamento na troposfera subiu 100-150 m nos trópicos, contribuindo para a rápida perda de gelo em geleiras equatoriais na África Oriental e nos Andes setentrionais. Enquanto há uma década algumas geleiras da Escandinávia estavam

avancando devido ao aumento na precipitação, o padrão atual é de perda líquida de massa. Sempre é possível encontrar geleiras em avanço, mas o quadro geral é claro. As projeções para o ano de 2050 sugerem que um quarto da atual massa de gelo do mundo pode desaparecer, com consequências críticas e irreversíveis no longo prazo para os recursos hídricos em países montanhosos.

Outro indicador claro das mudanças climáticas é o encolhimento do gelo marinho no Oceano Ártico (Pranchas 13.4 e 13.5). Ao longo dos registros de satélite, que começaram em 1979, a extensão do gelo apresenta significativas tendências de redução em todos os meses, mas maiores em setembro (o final da estação de derretimento), de aproximadamente 10% por década. O ritmo da perda de gelo no verão parece ter acelerado desde a virada do século XXI. A Figura 13.23 representa graficamente a



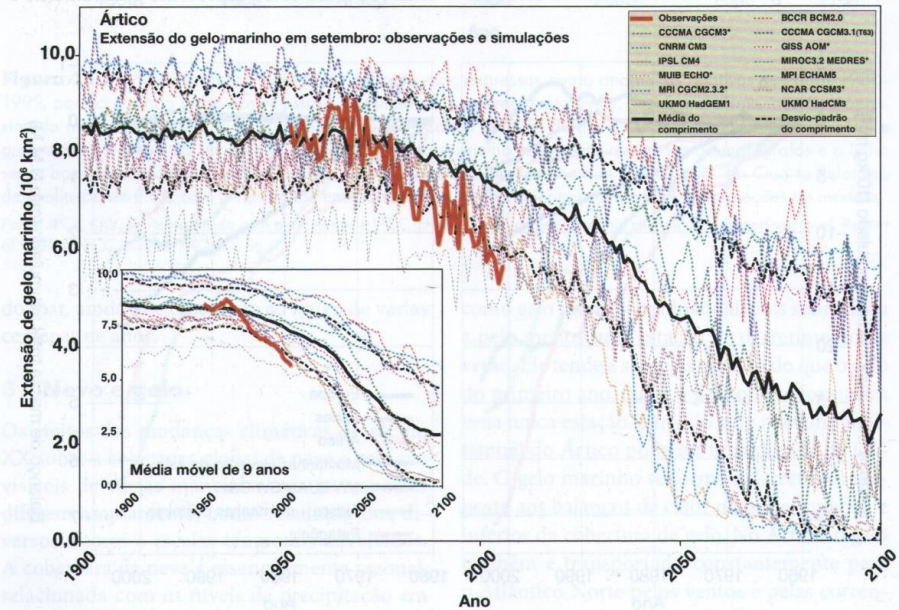
**Figura 13.22** Balanço de massa médio acumulado (A) e balanço de massa total acumulado (B) de geleiras e campos de gelo, calculados para grandes regiões, com base nas análises de Dyurgeron e Meier (2005). O balanço de massa médio mostra a intensidade das mudanças climáticas para regiões distintas. O balanço de massa total é a contribuição de cada região para a elevação no nível do mar (N.M.M.).

Fonte: IPCC (2007). Reproduzido com permissão de IPCC (ch. 4, Observations: Changes in snow, ice and frozen ground, Report of WG1 1, IPCC, p. 359, fig. 4.15).

extensão observada de gelo no mar Ártico para setembro, ao longo de um registro expandido que cobre os anos de 1953 a 2006, junto com a extensão simulada para o período de 1900 a 2100, a partir de uma composição de modelos do IPCC. As simulações empregam forçantes radiativas observadas ao longo do século XX e o cenário de emissões A1B para o século XXI. Essencialmente, todos os modelos indicam que a extensão do gelo marinho diminui ao longo do período de observação. Esse consenso é uma forte evidência para o papel da carga de gases de efeito estufa no declínio observado. Todavia, nenhuma das simulações para o período de 1953-2006 produziu uma tendência de redução tão grande quanto a observada. Uma explicação é que a variabilidade natural no sistema acoplado observado tem sido um fator importante. As mudanças na cobertura de nuvens, as

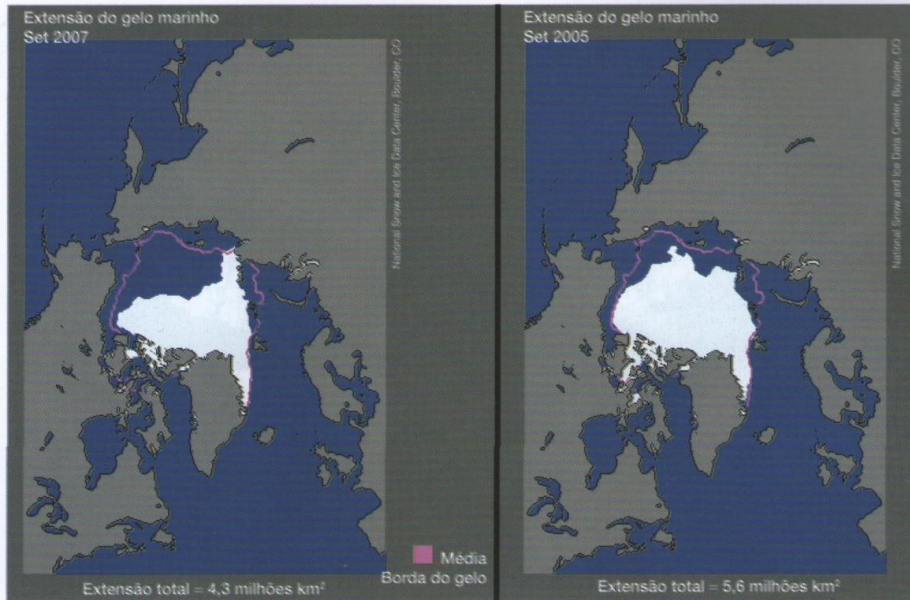
alterações causadas pelo vento na circulação do gelo marinho e na espessura do gelo, associadas à Oscilação do Atlântico Norte e outros padrões de variabilidade atmosférica e as alterações no transporte de calor oceânico foram implicados no recuo observado. A explicação alternativa é que os modelos do IPCC, como grupo, não são suficientes para representar a sensibilidade da cobertura de gelo marinho enquanto carga de gases de efeito estufa. Os modelos do IPCC indicam que condições sem gelo marinho em setembro podem se tornar realidade a qualquer momento a partir do ano de 2050 e muito além de 2100. Devido à discrepância entre as tendências simuladas e observadas no período de sobreposição, as condições livres de gelo podem ocorrer muito antes.

A extensão do gelo marinho antártico, que tem sido monitorada com precisão des-



**Figura 13.23** Extensão de gelo marinho no Ártico em setembro, a partir de observações (linha vermelha espessa, 1953, 2006) e de 13 modelos que participaram do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC, junto com a média de múltiplos modelos (linha preta contínua) e o desvio-padrão (linha preta tracejada). O detalhe mostra médias móveis de nove anos.

Fonte: Stroeve et al. (2007, fig. 1). Cortesia de American Geophysical Union.



**Prancha 13.4** O mínimo recorde da extensão do gelo marinho ártico em setembro de 2007, comparado com o mínimo anterior de 2005, mostrando o limite médio de setembro para 1979-2007.

Fonte: NSIDC.

de 1979, na verdade, apresenta pequenas tendências de aumento na maioria dos meses (com base em dados até 2007). Embora talvez pareça contraintuitivo, isso condiz até mesmo com as projeções da primeira geração de MCG, de uma resposta muito lenta e defasada da Antártica à carga de gases de efeito estufa, em comparação com o Ártico. Lembre-se, de uma discussão anterior (Seção 13E.2), da natureza muito diferente da circulação oceânica em altas latitudes meridionais, onde o influxo de calor para a superfície oceânica tende a se misturar rapidamente com os níveis mais profundos do oceano. As pequenas tendências de aumento observadas parecem refletir a circulação zonal persistente da atmosfera, a qual, por várias décadas, tem caracterizado a região ao redor do manto de gelo (um Modo Anular Meridional persistentemente positivo). Isso tem ajudado a manter a região fria. A exceção notável é a Península Antártica, que aqueceu

aproximadamente  $2,5^{\circ}\text{C}$  nos últimos 50 anos (ver também Figura 13.9). Um aspecto interessante da Península Antártica, que parece relacionado com esse aquecimento, está nos grandes eventos de *desprendimento de icebergs* que ocorreram durante os últimos 10-15 anos ao longo de suas plataformas de gelo. Entre eles estão o desprendimento da plataforma Wordie no lado oeste na década de 1980, da plataforma setentrional Larsen no lado leste entre 1995 e março de 2002 e da plataforma de gelo flutuante Wilkins, em 2008.

A extensão da cobertura de neve também mostra uma indicação clara de uma resposta às tendências recentes da temperatura. A cobertura de neve do Hemisfério Norte tem sido mapeada com imagens de satélite visíveis desde 1966. Comparada com a década de 1970 à metade da de 1980, a cobertura anual de neve reduziu aproximadamente 10% desde 1988. A redução é acentuada na primavera, e está correlacionada



**Prancha 13.5** A Passagem Noroeste no Arquipélago Ártico Canadense praticamente livre de gelo marinho, 15 de setembro de 2007.

Fonte: <http://earthobservatory.nasa.gov/IODT/view.php?id=18964>.

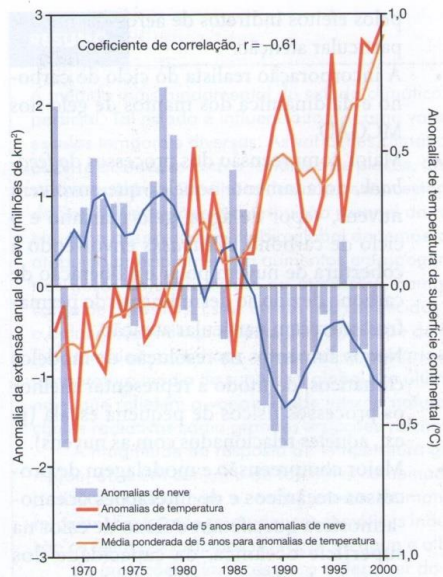
com o aquecimento primaveril (Figura 13.24). A extensão da neve no inverno apresenta pouca ou nenhuma mudança. Entretanto, a queda anual de neve na América do Norte, ao norte de  $55^{\circ}\text{N}$ , aumentou durante o período de 1950-1990. Os cenários para a metade do século XXI apontam um período mais curto com cobertura de neve na América do Norte, com uma redução de 70% sobre as Great Plains. Em áreas de montanha, as linhas de neve subirão 100-400 m, dependendo da precipitação.

#### 4 Vegetação

Espera-se que um aumento de aproximadamente 1000ppmv na concentração de  $\text{CO}_2$  promova o crescimento da vegetação global, além do qual pode atingir um limite de saturação. Todavia, o desmatamento diminui a capacidade da biosfera de agir como sumidouro de carbono. Um

aumento prolongado de apenas  $1^{\circ}\text{C}$  causaria alterações consideráveis no crescimento, na regeneração e na extensão geográfica das espécies arbóreas. As espécies migram de forma lenta, mas, em um determinado ponto, amplas áreas florestadas podem mudar para novos tipos de vegetação. Estima-se que 33% da área florestada atual poderiam ser afetados, com até 65% da zona boreal estando sujeitos às mudanças. As linhas de árvores de montanha parecem bastante resistentes às flutuações climáticas. Contudo, levantamentos de espécies de plantas em picos nos Alpes europeus indicam uma migração ascendente de plantas alpinas, de 1-4 m por década para o último século.

É provável que as florestas tropicais sejam mais afetadas pelo desmatamento antrópico do que pelas mudanças climáticas. Todavia, as reduções na umidade do solo são prejudi-



**Figura 13.24** Série temporal da extensão anual de neve e anomalias de temperatura na superfície continental. As anomalias anuais são a soma das anomalias mensais, na média sobre a região a norte de 20°N, para o ano hidrológico da neve, de outubro a setembro. A anomalia de neve (em milhões de km<sup>2</sup>) está no eixo vertical esquerdo, e a anomalia de temperatura (°C), no eixo vertical direito. O gráfico de barras indica anomalias de neve, e a linha fina, anomalias de temperatura. O coeficiente de correlação,  $r$ , é  $-0,61$ . As curvas espessas representam valores médios ponderados para cinco anos. Os cálculos da cobertura de neve baseiam-se nos mapas da cobertura de neve da NOAA/NESDIS para 1967-2000. Os cálculos da temperatura baseiam-se nos conjuntos de dados de Jones; anomalias com relação ao período de 1960-1990.

Fonte: D. Robinson, Rutgers University, and A. Bamzai (NOAA/OGP).

ciais em áreas hidrologicamente marginais. Na Amazônia, as previsões climáticas corroboram a ideia do aumento na convecção e, portanto, na pluviosidade em sua porção equatorial ocidental, onde a chuva presente é mais abundante. Por causa dos aumentos particularmente grandes na temperatura projetados para as altas latitudes setentrionais, espera-se que as florestas boreais sejam bastante afetadas por seu avanço para o norte, para as regiões de tundra. Isso pode gerar mais aquecimento regional, graças ao albedo menor das florestas durante a estação de neve. Prevê-se que as mudanças climáticas ao longo do século XXI tenham menor efeito sobre as florestas temperadas. O Ártico, em contrapartida, já tem áreas de tundra sendo substituídas por vegetação arbustiva, uma tendência que deve continuar. Existe um grande estoque de carbono aprisionado no permafrost. Uma preocupação crescente é que, à medida que o permafrost derreter, esse carbono possa ser liberado para a atmosfera (seja como CO<sub>2</sub> ou CH<sub>4</sub>), representando um forte *feedback*, que levará a mais aquecimento.

Atualmente, as áreas úmidas cobrem 4-6% da superfície do solo, tendo sido reduzidas pelas atividades humanas em mais da metade ao longo dos últimos 100 anos. As mudanças climáticas devem afetar as áreas úmidas, principalmente ao alterar seus regimes hidrologicos. Acredita-se que o leste da China, os Estados Unidos e a Europa meridional venham a sofrer um declínio natural nas suas áreas úmidas durante este século, diminuindo o fluxo de metano para a atmosfera.

Espera-se que as terras secas sejam profundamente afetadas pelas mudanças climáticas. As áreas de campos secos (incluindo pastagens, vegetação arbustiva, savanas, desertos quentes e frios) ocupam 45% da superfície dos continentes, contendo um terço do total de carbono em seus biomas, e sustentam a metade do gado e um sexto da população humana do mundo. Os campos em baixas latitudes são os que correm maior risco, pois uma elevação na concentração de CO<sub>2</sub> (aumentando a razão carbono/nitrogênio) diminuiria o teor de nutrientes da forragem e a maior frequência de eventos extremos causaria degradação ambiental. É pro-

vável que a maioria dos desertos se torne mais quente, mas não significativamente mais úmida. Qualquer aumento na pluviosidade tenderá a estar associado a uma intensidade maior das tempestades. Pode-se esperar que as maiores velocidades dos ventos e a evaporação aumentem a erosão eólica, a capilaridade e a salinização de solos. A região central da Austrália é um dos poucos locais onde as condições desérticas podem melhorar.

Uma consequência importante do aquecimento global será o aumento da dessecação e erosão do solo nas regiões semiáridas, nos campos e nas savanas adjacentes aos desertos do mundo. Isso deve acelerar a taxa de desertificação, que avança a 6 milhões de hectares por ano, devido, em parte, à elevada variabilidade da pluviosidade e, em parte, a atividades agrícolas humanas inadequadas, como o pastoreio e cultivo intensivo excessivos. Estima-se que a desertificação tenha afetado quase 70% do total de áreas secas do planeta na década de 1990.

## G POSFÁCIO

Nossa capacidade de entender e projetar as mudanças climáticas aumentou consideravelmente desde que o primeiro Relatório do IPCC foi publicado, em 1990, mas ainda restam muitos problemas e incertezas. Dentre as necessidades principais estão (não em ordem de importância):

- O desenvolvimento de cenários mais refinados para as forçantes, com um entendimento mais completo dos impactos do crescimento econômico, do desmatamento, das alterações no uso do solo, dos aerossóis de sulfato, dos aerossóis de carbono gerados pela queima de biomassa e dos gases-traço radiativos além do CO<sub>2</sub> (p. ex., metano e ozônio). O aperfeiçoamento das estimativas de forçantes representadas

pelos efeitos indiretos de aerossóis merece particular atenção.

- A incorporação realista do ciclo do carbono e da dinâmica dos mantos de gelo nos MCGAO.
- Maior compreensão dos processos de *feedback*, notadamente aqueles que envolvem nuvens, vapor de água, gelo marinho e o ciclo de carbono. *Feedbacks* envolvendo a cobertura de nuvem polar e a liberação de carbono devido ao derretimento do permafrost merecem particular atenção.
- Novos aumentos na resolução de modelos climáticos, de modo a representar melhor os processos físicos de pequena escala (p. ex., aqueles relacionados com as nuvens).
- Maior compreensão e modelagem de processos oceânicos e de interações oceano-atmosfera que afetam o fluxo de calor na superfície oceânica, da capacidade dos oceanos de absorver CO<sub>2</sub>, especialmente por processos biológicos, e de seu papel na absorção de calor que retarda a resposta do sistema climático à forçante radiativa.
- Uma capacidade maior de distinguir entre as mudanças climáticas antropogênicas e a variabilidade natural, especialmente pelo uso de simulações em conjunto.
- Uma compreensão maior do comportamento de limiares (às vezes chamados de “pontos de inflexão”), pelos quais um clima em processo de aquecimento pode condicionar sistemas fundamentais, como mantos de gelo, gelo marinho e o permafrost, a apresentar decaimento rápido.
- A coleta sistemática e continuada de observações instrumentais, indiretas e por sensores remotos de variáveis climáticas. Isso exige um comprometimento de governos nacionais com a manutenção de redes de observação na superfície e sistemas de sensoriamento remoto via satélite.

## RESUMO

A medida mais fundamental do estado climático da Terra é a média global da temperatura do ar superficial. Tal estado é influenciado por uma variedade de fatores forçantes climáticos, que atuam em escalas temporais diversas. As variações climáticas em escalas temporais de milhões de anos podem estar relacionadas com a tectônica de placas. Os grandes ciclos Glaciais e interglaciais que caracterizaram os últimos 2 milhões de anos podem estar ligadas a periodicidades na órbita da Terra ao redor do Sol, influenciando a distribuição sazonal da radiação solar sobre diferentes partes da superfície. A elevação observada na média global da temperatura do ar superficial nos últimos 100 anos pode ser atribuída principalmente a aumentos antropogênicos nas concentrações de dióxido de carbono e outros gases de efeito estufa na atmosfera, compensados em parte pelos efeitos de resfriamento da carga de aerossóis. Esses efeitos são conhecidos como forçantes radiativas, no sentido de que alteram o balanço da radiação média global no topo da atmosfera. A variabilidade solar, outra forçante radiativa, tem desempenhado um papel secundário desde a metade do século XX. O aumento geral na temperatura média da superfície global nos últimos 100 anos contém variações interanuais multidece-nais, que refletem a variabilidade interna natural do sistema acoplado Terra-oceano-atmosfera, forçantes radiativas como grandes erupções vulcânicas (p. ex., Monte Pinatubo).

A magnitude da resposta da temperatura global a uma forçante radiativa de determinada magnitude, ou a um conjunto de forçantes combinadas, depende dos *feedbacks* climáticos. Os *feedbacks* positivos predominam e, assim, atuam de maneira a amplificar a resposta da temperatura a uma forçante. Em termos de mudanças climáticas induzidas pelas atividades humanas, as mais importantes são os *feedbacks* rápidos do vapor de água e albedo do gelo.

As projeções climáticas para o decorrer do século XXI, pressupondo uma variedade de cenários de emissões para gases de efeito estufa e aerossóis, indicam uma elevação na temperatura média global na faixa de 2-4°C até o ano 2100, com aumentos de 200-500 mm no nível do mar. Devido ao rápido crescimento das concentrações de gases de efeito estufa nas últimas décadas, os efeitos da dinâmica dos mantos de gelo e outras incertezas no sistema, esses valores podem estar subestimados. O Ártico eventualmente será livre de gelo marinho no verão. O aquecimento também pode vir acompanhado pelo encolhimento contínuo das geleiras, dos campos polares e do permafrost e por mudanças no ciclo hidrológico, na circulação atmosférica e na vegetação.

A pesquisa crítica deve buscar uma compreensão maior dos *feedbacks* climáticos, incluindo *feedbacks* no ciclo de carbono, e do papel dos oceanos na absorção de calor e dióxido de carbono.

## TEMAS PARA DISCUSSÃO

- Analise os números que mostram as séries temporais climáticas no Capítulo 13, em busca de evidências de mudanças na média e variância, e considere onde ocorreram mudanças funcionais graduais e onde é possível detectar tendências.
- Quais são os diferentes fatores forçantes climáticos em atuação nas escalas temporais geológicas e históricas?
- Quais são as principais vantagens e limitações dos diferentes tipos de registros indiretos do paleoclima? Considere as variáveis climáticas que podem ser inferidas e a resolução temporal das informações.
- Quais são as principais razões das incertezas nas projeções do clima para o ano 2100?
- Quais são alguns dos impactos possíveis das mudanças climáticas projetadas em sua região e país?

## REFERÊNCIAS E SUGESTÃO DE LEITURA

## Livros

- Adger, W. N. and Brown, K. (1995) *Land Use and the Causes of Global Warming*, John Wiley & Sons, New York, 282pp. [Greenhouse gas emissions from land use sources and the effects of land-use changes]
- Bradley, R. S. (1999) *Quaternary Paleoclimatology: Reconstructing Climates of the Quaternary*, 2nd edn, Academic Press, San Diego, 683pp. [Details methods of paleoclimatic reconstruction, dating of evidence and modeling paleoclimates; numerous illustrations and references]
- Bradley, R. S. and Jones, P. D. (eds) (1992) *Climate Since A. D. 1500*, Routledge, London, 679pp. [Collected contributions focusing on the Little Ice Age and subsequent changes from proxy, historical and observational data]
- Crowley, T. J. and North, G. R. (1991) *Paleoclimatology*, Oxford University Press, New York, 339pp. [Surveys the pre-Quaternary and Quaternary history of the earth's climate, presenting observational evidence and modeling results]
- Dyrgerov, M. and Meier, M. F. (2005) *Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot*, Occasional Paper 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118pp. [An evaluation of recent global changes in glacier mass balance]
- Fris-Christensen, E., Froehlich, C., Haigh, J. D., Schlusser, M. and von Steiger, R. (eds) (2001) *Solar Variability and Climate*, Kluwer, Dordrecht, 440pp. [Contributions on solar variations, solar influences on climate, climate observations and the role of the sun by leading specialists]
- Goodess, C. M., Palutikof, J. P. and Davies, T. D. (eds) (1992) *The Nature and Causes of Climate Change: Assessing the Long-term Future*, Belhaven Press, London, 248pp. [Contributions on natural and anthropogenic forcing, proxy records, Pleistocene reconstructions and model studies]
- Grove, J. M. (2004) *Little Ice Ages, Ancient and Modern*, Routledge, London, 2 vols, 718pp. [Detailed account of the Little Ice Age in terms of the response of glaciers around the world]
- Harvey, L. D. D. (1998) *Global Warming: The Hard Science*, Prentice Hall/Pearson Education, Harlow, 336pp. [Detailed discussion of global warming – processes, feedbacks and environmental impacts]
- Houghton, J. T. et al. (eds) (1996) *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, 572pp.
- Houghton, J. T. et al. (2001) *Climate Change 2001: The Scientific Basis*, Cambridge University Press, Cambridge, 881pp.
- Hughes, M. K. and Diaz, H. F. (eds) (1994) *The Medieval Warm Period*, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht 342pp. [Contributions on the proxy and historical evidence concerning climates around the world during about AD 900–1300]
- Hughes, M. K., Kelly, P. M., Pilcher, J. R. and La Marche, V. (eds) (1981) *Climate from Tree Rings*, Cambridge University Press, Cambridge (400pp).

Imbrie, J. and Imbrie, K. P. (1979) *Ice Ages: Solving the Mystery*, Macmillan, London, 224pp. [Readable account of the identification of the role of astronomical forcing – the Milankovitch effect – in Ice Age cycles, by one of the paleoclimatologists involved]

IPCC (2007) *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Solomon, S., Qin, D., Manning, M., Chen, Z., Marquis, M., Avery, K. B., Tignor, M. and Miller, H. L., (eds), Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, USA, 996pp [The Fourth Assessment Report of the IPCC on observed climate changes, the physical basis of climate change, and projections from climate models]

Jones, P., Conway, D. and Briffa, K. (1997) *Climate of The British Isles. Present, Past and Future*, Routledge, London.

Lamb, H. H. (1977) *Climate: Present, Past and Future, 2: Climatic History and the Future*, Methuen, London, 835pp. [Classic synthesis by a renowned climate historian]

Serreze, M. C. and Barry, R. G. (2005) *The Arctic Climate System*, Cambridge University Press, 385pp. [The climate system of the Arctic region, Arctic paleoclimates, modeling and projected future states]

Williams, J. (ed.) (1978) *Carbon Dioxide, Climate and Society*, Pergamon, Oxford, 332pp. [Proceedings of one of the first wide-ranging conferences on the effects of increasing carbon dioxide on climate and the environment, and societal consequences]

## Artigos científicos

- Anderson, D. E. (1997), Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. *Progr. Phys. Geog.* 21(2), 230–49.
- Beer, J., Mende, W. and Stelmacher, W. (2000) The role of the sun in climate forcing. *Quatern. Sci. Rev.* 19, 403–16.
- Broecker, W. S. and Denton, G. S. (1990) What drives glacial cycles? *Sci. American* 262, 48–56.
- Broecker, W. S. and Van Donk, J. (1970) Insolation changes, ice volumes and the O18 record in deep sea cores. *Rev. Geophys.* 8, 169–96.
- Chu, P.-S., Yu, Z.-P. and Hastenrath, S. (1994) Detecting climate change concurrent with deforestation in the Amazon Basin. *Bull. Amer. Met. Soc.* 75(4), 579–83.
- Davidson, G. (1992) Ice prospects for a warmer world. *New Scientist* 135(1833), 23–6.
- Diaz, H. F. and Kiladis, G. N. (1995) Climatic variability on decadal to century time-scales, in Henderson-Sellers, A. (ed.) *Future Climates of the World: A Modelling Perspective*, World Surveys of Climatology 16, Elsevier, Amsterdam, 191–244.
- Douglas, B. C. and Peltier, W. R. (2002) The puzzle of global sea-level rise. *Physics Today* 55 (3), 35–41.
- French, J. R., Spencer, T. and Reed, D. J. (1995) Editorial – Geomorphic response to sea-level rise: existing evidence and future impacts. *Earth Surface Processes and Landforms* 20, 1–6.
- Groote, P. (1995) Ice cores as archives of decadal-to-century scale climate variability, in *Natural Climate Variability*

- ty on Decade-to-century Time Scales, National Academy Press, Washington, DC, 544–54.
- Haeblerli, W. (1995) Glacier fluctuations and climate change detection. *Geogr. Fis. Dinam. Quat.* 18, 191–9.
- Hansen, J. E. and Lacis, A. A. (1990) Sun and dust versus greenhouse gases: an assessment of their relative roles in global climate change. *Nature* 346, 713–19.
- Hansen, J. E. and Sato, M. (2001) Trends of measured climate forcing agents. *Proceedings, National Academy of Science* 98(26), 14778–83.
- Hansen, J. E. *et al.* (2006) Global temperature change. *Proceedings, National Academy of Science* 103, 14288–93.
- Hansen, J., Nazarenko, L., Reudy, R., Sato, M., Willis, J., Del Genio, A., Koch, D., Lacis, A., Lo, K., Menon, S., Novakov, T., Perlwitz, J., Russell, G., Schmidt, G. A. and Tausnev, N. (2005) Earth's energy imbalance: confirmation and implications. *Science* 308, 1431–35.
- Hare, F. K. (1979) Climatic variation and variability: empirical evidence from meteorological and other sources, in *Proceedings of the World Climate Conference*, WMO Publication No. 537, WMO, Geneva, 51–87.
- Henderson-Sellers, A. and Wilson, M. F. (1983) Surface albedo data for climate modelling. *Rev. Geophys. Space Phys.* 21, 1743–8.
- Hulme, M. (1992) Rainfall changes in Africa: 1931–60 to 1961–90. *Int. J. Climatol.* 12, 685–99.
- Jäger, J. and Barry, R. G. (1991) Climate, in Turner, B. L. II (ed.) *The Earth as Transformed by Human Actions*, Cambridge University Press, Cambridge, 335–51.
- Jones, P. D. and Bradley, R. S. (1992) Climatic variations in the longest instrumental records, in Bradley, R. S. and Jones, P. D. (eds) *Climate Since A.D. 1500*, Routledge, London, 246–68.
- Jones, P. D., Wigley, T. M. L. and Farmer, G. (1991) Marine and land temperature data sets: a comparison and a look at recent trends, in Schlesinger, M. E. (ed.) *Greenhouse-gas-induced Climatic Change*, Elsevier, Amsterdam, 153–72.
- Kukla, G. J. and Kukla, H. J. (1974) Increased surface albedo in the Northern Hemisphere. *Science* 183, 709–14.
- Kutzbach, J. E. and Street-Perrott, A. (1985) Milankovitch forcings of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 kyr BP. *Nature* 317, 130–9.
- Lamb, H. H. (1970) Volcanic dust in the atmosphere; with a chronology and an assessment of its meteorological significance. *Phil. Trans. Roy. Soc. A* 266, 425–533.
- Lamb, H. H. (1994) British Isles daily wind and weather patterns 1588, 1781–86, 1972–1991 and shorter early sequences. *Climate Monitor* 20, 47–71.
- Lean, J. and Rind, D. (2001) Sun–climate connections: earth's response to a variable star. *Science* 292(5515), 234–6.
- Lean, J., Beer, J. and Bradley, R. (1995) Reconstruction of solar irradiance since 1610: implications for climate change. *Geophys. Res. Lett.* 22(23), 3195–8.
- Levitus, S., *et al.* (2001) Anthropogenic warming of the Earth's climate system. *Science* 292(5515), 267–70.
- Manley, G. (1958) Temperature trends in England, 1698–1957. *Archiv. Met. Geophys. Biokl.* (Vienna) B 9, 413–33.
- Mann, M. E. and Jones, P. D. (2003) Global surface temperatures over the past two millennia. *Geophys. Res. Lett.* 30(15), 1820.
- Mann, M. E., Park, J. and Bradley, R. S. (1995) Global interdecadal and century-scale climate oscillations during the past five centuries. *Nature* 378(6554), 266–70.
- Mann, M. E., Bradley, R. S. and Hughes, M. K. (1999) Northern Hemisphere temperatures during the past millennium: inferences, uncertainties and limitations. *Geophys. Res. Lett.* 26, 759–62.
- Mann, M. E., Zhang, Z., Hughes, M. K., Bradley, R. S., Miller, S. K., Rutherford, S. and Ni, F. (2008) Proxy-based reconstructions of hemispheric and global surface temperature variations over the past two millennia. *Proc. Natl. Acad. Sci.* 105, 13252–7.
- Mather, J. R. and Sdasyuk, G. V. (eds) (1991) *Global Change: Geographical Approaches* (Sections 3.2.2, 3.2.3). University of Arizona Press, Tucson.
- Meehl, G. A. and Washington, W. M. (1990) CO<sub>2</sub> climate sensitivity and snow–sea-ice albedo parameterization in an atmospheric GCM coupled to a mixed-layer ocean model. *Climatic Change* 16, 283–306.
- Meehl, G. A. *et al.* (2000) Anthropogenic forcing and decadal climate variability in sensitivity experiments of twentieth- and twenty-first century climate. *J. Climate* 13, 3728–44.
- Meier, M. F. and Wahr, J. M. (2002) Sea level is rising: do we know why. *Proc. Nat. Acad. Sci.* 99(10), 6524–6.
- Mitchell, J. F. B., Johns, T. C., Gregory, J. M. and Tett, S. F. B. (1995) Climate response to increasing levels of greenhouse gases and sulphate aerosols. *Nature* 376, 501–4.
- Mitchell, T. D. and Hulme, M. (2002) Length of the growing season. *Weather* 57(5), 196–8.
- Nicholson, S. E. (1980) The nature of rainfall fluctuations in subtropical West Africa. *Monthly Weather Review* 108, 473–87.
- Nicholson, S. E., Some, B. and Kone, B. (2000) An analysis of recent rainfall conditions in West Africa, including the rainy seasons of the 1997 El Niño and the 1998 La Niña years. *J. Climate* 13(14), 2628–40.
- Parker, D. E., Horton, E. B., Cullum, D. P. N. and Folland, C. K. (1996) Global and regional climate in 1995. *Weather* 51(6), 202–10.
- Pfister, C. (1985) Snow cover, snow lines and glaciers in central Europe since the 16th century, in Tooley, M. J. and Sheail, G. M. (eds) *The Climatic Scene*, Allen & Unwin, London, 154–74.
- Quinn, W. H. and Neal, V. T. (1992) The historical record of El Niño events. In Bradley, R. S. and Jones, P. D. (eds) *Climate since AD 1500*, Routledge, London, 623–48.
- Rind, D. (2002) The sun's role in climate variations. *Science* 296(5569), 673–7.
- Serreze, M. C. and Francis, J. A. (2006) The Arctic amplification debate. *Climatic Change* 76, 241–64.
- Siofi, H. (1985) The effects of deforestation in Amazonia. *Geog. J.* 151, 197–203.
- Sokolik, I. N. and Toon, B. (1996) Direct radiative forcing by anthropogenic airborne mineral aerosols. *Nature* 381, 501–4.
- Solomon, S. (1999) Stratospheric ozone depletion: a review of concepts and history. *Rev. Geophys.* 37(3), 275–316.
- Stark, P. (1994) Climatic warming in the central Antarctic Peninsula area. *Weather* 49(6), 215–20.
- Street, F. A. (1981) Tropical palaeoenvironments. *Prog. Phys. Geog.* 5, 157–85.
- Stroeve, J., Holland, M. M., Meier, W., Scambos, T. and Serreze, M. (2007) Arctic sea ice decline: faster than forecast. *Geophysical Research Letters* 34, L09501, doi: 10.1029/2007GL029703.
- Thompson, R. D. (1989) Short-term climatic change: evidence, causes, environmental consequences and strategies for action. *Prog. Phys. Geog.* 13(3), 315–47.
- Wild, M. (2009) Global dimming and brightening. A review. *J. Geophys. Res.*, 114: D00D16, 31pp.