

MUDANÇA DO CLIMA 1995

A Ciência da Mudança do Clima

Sumário para Formuladores de Políticas

*Aprovado pelo Grupo de Trabalho I do IPCC e
aceito pelo IPCC*

e

Sumário Técnico do Relatório do Grupo de Trabalho I

Aceito pelo IPCC

**Parte da contribuição do Grupo de Trabalho I ao Segundo Relatório de
Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima**

Preâmbulo

O Painel Intergovernamental sobre Mudança do Clima (IPCC) foi estabelecido conjuntamente pela Organização Meteorológica Mundial e pelo Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente em 1988 a fim de: (i) avaliar as informações científicas existentes sobre a mudança do clima, (ii) avaliar os impactos ambientais e socioeconômicos da mudança do clima e (iii) formular estratégias de resposta. O Primeiro Relatório de Avaliação do IPCC foi finalizado em agosto de 1990 e serviu de base para a negociação da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima. O IPCC também concluiu seu Suplemento de 1992 e o *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios* (Mudança do Clima 1994: o Forçamento Radiativo da Mudança do Clima e uma Avaliação dos Cenários de Emissões IS92 do IPCC) para continuar auxiliando o processo da Convenção.

Em 1992, o Painel reorganizou seus Grupos de Trabalho II e III e comprometeu-se a realizar uma Segunda Avaliação em 1995, não apenas atualizando as informações da Primeira Avaliação, sobre a mesma amplitude de assuntos, mas também incluindo a nova área temática de questões técnicas relacionadas com os aspectos econômicos da mudança do clima. Parabenizamos o IPCC por produzir seu Segundo Relatório de Avaliação (SRA) conforme programado. Estamos convencidos de que o SRA, como os Relatórios anteriores do IPCC, será um trabalho de referência essencial, de enorme utilidade para os formuladores de políticas, cientistas e outros especialistas.

Este documento, que contém o Sumário para Formuladores de Políticas e o Sumário Técnico do relatório completo do Grupo de Trabalho I, representa parte da contribuição do Grupo de Trabalho I para o SRA. Discutem-se o sistema climático físico, os fatores que induzem à mudança do clima, as análises do clima no passado, a detecção e a atribuição de uma influência humana sobre o clima recente e as projeções da mudança do clima no futuro.

Como de costume no IPCC, o êxito na produção deste documento e do relatório completo em que se baseia dependeu do entusiasmo e da cooperação de inúmeros cientistas e especialistas do mundo inteiro. É com enorme satisfação que lembramos aqui os notáveis esforços do IPCC para assegurar a participação de cientistas e outros especialistas nessas atividades, particularmente para escrever, rever e revisar os relatórios. Os cientistas e especialistas dos países desenvolvidos, em desenvolvimento e com economias

em transição dispuseram de seu tempo de forma muito generosa, recebendo o apoio dos governos no imenso esforço intelectual e físico exigido, que com frequência ultrapassou bastante o mero cumprimento do dever. Sem esse envolvimento consciencioso e profissional, o IPCC estaria enormemente empobrecido. Expressamos a todos esses cientistas e especialistas, e aos governos que os apoiaram, nosso reconhecimento sincero por seu empenho.

Aproveitamos a oportunidade para expressar nossa gratidão às seguintes pessoas pela participação na elaboração com sucesso de mais um relatório do IPCC: Prof. Bolin, Presidente do IPCC, por sua liderança capaz e sua habilidosa direção do IPCC; os Co-Presidentes do Grupo de Trabalho I, Sir John Houghton (Reino Unido) e Dr. L.G. Meira Filho (Brasil); os Vice-Presidentes do Grupo de Trabalho, Prof. Ding Yihui (China), Sr. A.B. Diop (Senegal) e Prof. D. Enhalt (Alemanha); Dr. B.A. Callander, Chefe da Unidade de Apoio Técnico do Grupo de Trabalho e sua equipe, Sra. K. Maskell, Sra. J.A. Lakeman e Sra. F. Mills, a assistência também do Dr. N. Harris (Unidade Européia de Coordenação da Pesquisa sobre o Ozônio, Cambridge), Dr. A. Kattenberg (Instituto Real de Meteorologia da Holanda); e Dr. N. Sundararaman, Secretário do IPCC e sua equipe, lembrando também o Sr. S. Tewungwa, a Sra. R. Bourgeois, Sra. C. Etori e Sra. C. Tanikie.

G.O.P. Obasi
Secretário Geral
Organização Meteorológica Mundial

Sra. E. Dowdeswell
Diretora Executiva
Programa das Nações Unidas para o Meio Ambiente

Prefácio

Este documento apresenta o Sumário para Formuladores de Políticas e o Sumário Técnico do relatório do Grupo de Trabalho I (GTI). Representa, junto com os 11 capítulos do relatório do GTI, do qual este material faz parte, a avaliação mais abrangente da ciência da mudança do clima desde a produção do primeiro relatório do GTI do IPCC, *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment in 1990* (Mudança do Clima: A Avaliação Científica do IPCC em 1990). Este documento complementa e atualiza as informações contidas nessa avaliação e também nos relatórios intermediários produzidos pelo GTI em 1992 e 1994. O primeiro Relatório de Avaliação do IPCC de 1990 concluiu que a continuação do acúmulo de gases de efeito estufa antrópicos na atmosfera conduziria à mudança do clima, cujo ritmo e magnitude provavelmente teriam efeitos importantes nos sistemas natural e humano. O Relatório Suplementar do IPCC de 1992, preparado para coincidir com a época das negociações finais da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima no Rio de Janeiro (junho de 1992), acrescentou novas informações quantitativas sobre os efeitos climáticos dos aerossóis, mas corroborou as principais conclusões da avaliação de 1990 com relação ao nosso conhecimento do clima e dos fatores que o afetam. O relatório do GTI de 1994: *Radiative Forcing of Climate Change* (O Forçamento Radiativo da Mudança do Clima) examinou com profundidade os mecanismos que regem a importância relativa dos fatores humanos e naturais em ocasionar o forçamento radiativo, o “impulsionador” da mudança do clima. O relatório de 1994 incorporou os avanços feitos na quantificação dos efeitos climáticos dos aerossóis, mas também não encontrou razão para alterar, de forma fundamental, as conclusões do relatório de 1990.

Acreditamos que a mensagem essencial deste relatório continue sendo a de que o conhecimento básico da mudança do clima e do papel humano nesse fenômeno, como expresso no relatório de 1990, ainda é de que o dióxido de carbono continua dando a contribuição mais importante ao forçamento antrópico da mudança do clima; que as projeções da mudança da temperatura média global e do aumento do nível do mar no futuro confirmam o potencial das atividades humanas de alterar o clima da Terra, com um alcance sem precedentes na história humana; além disso, as longas escalas de tempo que regem tanto o acúmulo dos gases de efeito estufa na atmosfera como a resposta do sistema climático a esses acúmulos indicam que muitos aspectos importantes da mudança do clima são efetivamente

irreversíveis. As observações também sugerem “uma influência humana discernível sobre o clima global”. Essa é uma das conclusões principais deste relatório, que fornece uma nova e importante dimensão à discussão da questão da mudança do clima.

Um avanço político importante desde 1990 foi a entrada em vigor da Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (Convenção). O IPCC foi reconhecido como fonte fundamental de informações científicas e técnicas para a Convenção, e um dos objetivos deste relatório é fornecer informações objetivas que possam servir de base para as políticas globais sobre a mudança do clima que visem atingir o objetivo final da Convenção – expresso no Artigo 2 – de estabilização dos gases de efeito estufa em um nível ainda a ser quantificado mas definido como capaz de “impedir uma interferência antrópica perigosa no sistema climático”. Porque a definição de “perigoso” depende de julgamentos de valor, bem como de mudanças físicas verificáveis no sistema climático, tais políticas não serão fundamentadas em bases puramente científicas, e os relatórios do GTII do IPCC sobre Impactos, Adaptações e Mitigação da Mudança do Clima e do GTIII sobre as Dimensões Econômicas e Sociais da Mudança do Clima fornecem parte das informações básicas sobre as quais um debate mais amplo será fundamentado. Juntos, os três relatórios dos Grupos de Trabalho estabelecem uma base para a síntese de informações pelo IPCC que sejam relevantes à interpretação do Artigo 2 da Convenção. Uma contribuição importante do GTI a essa síntese foi uma análise das trajetórias das emissões de dióxido de carbono que conduziriam a uma série de níveis hipotéticos de estabilização.

O Sumário para Formuladores de Políticas e o Sumário Técnico foram compilados entre janeiro e novembro de 1995 por 78 autores principais de 20 países, com o auxílio de mais alguns outros especialistas com experiência na interface ciência-política. A revisão formal dos sumários foi feita pelos governos, organizações não-governamentais (ONGs) e especialistas entre maio e julho. Mais de 400 autores colaboradores de 26 países enviaram esboços de textos e informações para os autores principais e mais de 500 revisores de 40 países enviaram sugestões valiosas durante o processo de revisão. As centenas de comentários recebidas foram analisadas cuidadosamente e assimiladas a um documento revisado distribuído aos países e às ONGs seis semanas antes da quinta sessão do GTI em Madri, de 27 a 29 de novembro de 1995. Foi nessa sessão, da qual participaram 177 delegados de 96 países, representantes de 14 ONGs e 28 autores principais, que o Sumário para Formuladores de Políticas foi aprovado

em detalhe e foram aceitos os 11 capítulos do relatório completo do GTI que lhe serviram de base. O Sumário Técnico do relatório do GTI e o próprio relatório foram aceitos durante a reunião IPCC-XI em Roma, de 11 a 15 de dezembro de 1995.

Gostaríamos de primeiramente expressar nosso sincero reconhecimento aos autores principais, cujo conhecimento, diligência e paciência consolidaram o êxito deste esforço e aos que contribuíram e revisaram, pelo trabalho valioso e esmerado. Agradecemos aos governos da Suécia, do Reino Unido e dos Estados Unidos, que sediaram sessões para a elaboração de esboços em seus países e ao governo da Espanha, que sediou a sessão final do Grupo de Trabalho I em Madri, durante a qual os documentos foram aceitos e aprovados. O Fundo Fiduciário do IPCC, que conta com a contribuição de muitos países, possibilitou a participação de muitos cientistas de países em desenvolvimento na elaboração deste relatório. A Unidade de Apoio Técnico do GTI foi financiada pelo governo do Reino Unido com a assistência dos Países Baixos e fazemos nosso o agradecimento expresso no Preâmbulo aos membros dessa Unidade de Apoio Técnico.

Bert Bolin
Presidente do IPCC

John Houghton
Co-Presidente do GTI do IPCC (RU)

Luiz Gylvan Meira Filho
Co-Presidente do GTI do IPCC (Brasil)

Índice

Sumário para Formuladores de Políticas	7
Sumário Técnico do Relatório Completo do Grupo de Trabalho I	15
A Introdução	16
B Gases de Efeito Estufa, Aerossóis e seu Forçamento Radiativo	18
B.1 Dióxido de carbono (CO ₂)	18
B.2 Metano (CH ₄)	21
B.3 Óxido nitroso (N ₂ O)	22
B.4 Halocarbonos e outros compostos halogenados	22
B.5 Ozônio (O ₃)	23
B.5.1 Ozônio Troposférico	23
B.5.2 Ozônio Estratosférico	23
B.6 Aerossóis troposféricos e estratosféricos	24
B.7 Resumo do forçamento radiativo	24
B.8 Potencial de Aquecimento Global (GWP)	25
B.9 As emissões e concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis no futuro	25
B.9.1 Os cenários de emissões IS92	25
B.9.2 A estabilização das concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis	29
C Tendências e Padrões Observados no Clima e no Nível do Mar	31
C.1 O clima ficou mais quente?	31
C.2 É incomum o aquecimento do século 20?	32
C.3 O clima ficou mais úmido?	33
C.4 O nível do mar subiu?	35
C.5 O clima ficou mais variável e/ou extremo?	35
D Modelagem do Clima e da Mudança do Clima	37
D.1 A base da confiança nos modelos climáticos	37
D.2 <i>Feedbacks</i> e incertezas dos modelos climáticos	39
E Detecção da Mudança do Clima e Atribuição de Causas	41
E.1 Melhores simulações para definir um “sinal” da mudança do clima induzida pelo homem	41
E.2 Melhores simulações para estimar a variabilidade climática interna natural	41
E.3 Estudos da mudança média global	41
E.4 Estudos dos padrões da mudança	42
E.5 Concordância qualitativa	43
E.6 Avaliação geral das questões de detecção e atribuição	43
F Perspectivas da Mudança do Clima no Futuro	44
F.1 Os cenários de forçamento	44
F.2 Projeções da mudança do clima	44
F.2.1 A resposta da temperatura média global aos cenários de emissões IS92	44
F.2.2 A resposta do nível global médio do mar aos cenários de emissões IS92	45
F.2.3 As projeções da temperatura e do nível do mar em comparação com o relatório do IPCC (1990)	46
F.3 Os padrões espaciais da mudança do clima projetada	47
F.3.1 Padrões de escala continental	47
F.3.2 Padrões de escala regional	49
F.3.3 Mudanças na variabilidade e nos extremos	49
F.4 Efeitos da estabilização das concentrações de gases de efeito estufa	50
F.5 A possibilidade de surpresas	51
G Ampliando nosso Conhecimento	52
Glossário	53
Referências	55

SUMÁRIO PARA FORMULADORES DE POLÍTICAS

Este sumário, aprovado em detalhe na quinta sessão do Grupo de Trabalho I do IPCC (Madri, 27 a 29 de novembro de 1995), representa a declaração do IPCC, acordada formalmente, sobre o conhecimento atual da ciência da mudança do clima.

Sumário para Formuladores de Políticas

Avanços consideráveis foram feitos no conhecimento da ciência da mudança do clima¹ desde 1990 e novos dados e análises encontram-se disponíveis.

As concentrações de gases de efeito estufa continuam aumentando

Os aumentos das concentrações de gases de efeito estufa desde a época pré-industrial (ou seja, desde cerca de 1750) conduziram a um *forçamento radiativo*² positivo do clima, que tende a aquecer a superfície e produzir outras mudanças climáticas.

- As concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa, entre outros, dióxido de carbono (CO₂), metano (CH₄) e óxido nitroso (N₂O), aumentaram de forma significativa: em cerca de 30%, 145% e 15% respectivamente (valores para 1992). Essas tendências podem ser atribuídas em grande parte às atividades humanas, sobretudo o uso de combustíveis fósseis, a mudança no uso da terra e a agricultura.
- As taxas de crescimento das concentrações de CO₂, CH₄ e N₂O estavam baixas no início da década de 90. Embora não se possa explicar por completo essa variação aparentemente natural, os dados recentes indicam que as taxas de crescimento podem ser comparadas, na atualidade, à média das da década de 80.
- O forçamento radiativo direto dos gases de efeito estufa de vida longa (2,45 Wm⁻²) deve-se essencialmente aos aumentos das concentrações de CO₂ (1,56 Wm⁻²), CH₄ (0,47 Wm⁻²) e N₂O (0,14 Wm⁻²) (valores para 1992).
- Muitos gases de efeito estufa permanecem na atmosfera durante muito tempo (de várias décadas a séculos, no caso do CO₂ e do N₂O) afetando, portanto, o forçamento radiativo em longas escalas de tempo.
- O forçamento radiativo direto devido aos CFCs e HCFCs em conjunto é de 0,25 Wm⁻². Entretanto, seu forçamento radiativo *líquido* é reduzido em cerca de 0,1 Wm⁻² em consequência da sua participação na destruição do ozônio estratosférico, que produz um forçamento radiativo negativo.
- O aumento das concentrações de CFCs, mas não de HCFCs, caiu para quase zero. Tanto as concentrações de CFCs como as de HCFCs, e a consequente destruição do ozônio, devem diminuir substantivamente até 2050 por meio da implementação do Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas.
- Atualmente, alguns gases de efeito estufa de vida longa (em particular os HFCs (substitutos do CFC), os PFCs e o SF₆) contribuem pouco para o forçamento radiativo, mas o crescimento previsto desses gases pode contribuir em muitos pontos percentuais para o forçamento radiativo no século 21.
- Se as emissões de dióxido de carbono se mantivessem próximas aos níveis atuais (1994), gerariam uma taxa quase constante de aumento das concentrações atmosféricas por pelo menos dois séculos,

¹ O termo mudança do clima, conforme utilizado pelo Grupo de Trabalho I do IPCC, refere-se a qualquer mudança no clima ao longo do tempo devida à variabilidade natural ou à atividade humana. Esse uso difere do adotado na Convenção-Quadro sobre Mudança do Clima, na qual o termo refere-se a uma mudança no clima que seja atribuída direta ou indiretamente à atividade humana e que altere a composição da atmosfera global, sendo suplementar à variabilidade climática natural observada ao longo de períodos comparáveis de tempo.

² Uma medida simples da importância de um mecanismo potencial de mudança do clima. O forçamento radiativo é a perturbação do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera (em watts por metro quadrado [Wm⁻²]).

alcançando cerca de 500 ppmv (quase o dobro da concentração pré-industrial de 280 ppmv) até o final do século 21.

- Uma série de modelos do ciclo do carbono indicam que só se poderia atingir a estabilização das concentrações atmosféricas de CO₂ em 450, 650 ou 1000 ppmv se as emissões antrópicas globais de CO₂ caíssem para os níveis de 1990 em até, respectivamente, cerca de 40, 140 ou 240 anos e baixassem de forma considerável para níveis inferiores aos de 1990 subsequentemente.
- Qualquer estabilização final da concentração depende mais das emissões antrópicas de CO₂ acumuladas da atualidade até a época da estabilização, do que da forma como essas emissões mudem no período. Isso significa que, para um dado valor de concentração estabilizada, emissões mais elevadas nas primeiras décadas exigem emissões mais baixas posteriormente. Entre os vários casos de estabilização estudados, a estabilização em 450, 650 ou 1000 ppmv de emissões antrópicas acumuladas no período de 1991 a 2100 é de 630 GtC¹, 1030 GtC e 1410 GtC respectivamente (cerca de 15% em cada caso). Para fins de comparação, as emissões acumuladas correspondentes dos cenários de emissões IS92 do IPCC variam de 770 a 2190 GtC.
- A estabilização das concentrações de CH₄ e N₂O nos níveis atuais supõe reduções das emissões antrópicas de 8% e mais de 50% respectivamente.
- Há evidência de que as concentrações de ozônio troposférico no Hemisfério Norte aumentaram desde o período pré-industrial devido à atividade humana, produzindo um forçamento radiativo positivo. Esse forçamento ainda não está bem caracterizado, mas estima-se ser em torno de 0,4 Wm⁻² (15% do qual é proveniente dos gases de efeito estufa de vida longa). Contudo, as observações feitas nas últimas décadas mostram que a tendência de crescimento diminuiu significativamente ou parou.

Os aerossóis antrópicos tendem a produzir forçamentos radiativos negativos

- Os aerossóis troposféricos (partículas microscópicas em suspensão no ar) resultantes da queima de combustíveis fósseis, da queima de biomassa e de outras fontes provocaram um forçamento negativo direto de cerca de 0,5 Wm⁻², como média global, e possivelmente também um forçamento negativo indireto de magnitude semelhante. Enquanto o forçamento negativo concentra-se em regiões específicas e áreas subcontinentais, pode ter efeitos de escala continental a hemisférica sobre os padrões do clima.
- Localmente, o forçamento dos aerossóis pode ser grande o bastante para mais do que compensar o forçamento positivo devido aos gases de efeito estufa.
- Ao contrário dos gases de efeito estufa de vida longa, a vida dos aerossóis antrópicos na atmosfera é muito curta, portanto, seu forçamento radiativo ajusta-se rapidamente aos aumentos ou reduções das emissões.

O clima mudou no século passado

Em qualquer localidade, as variações interanuais no clima podem ser grandes, mas as análises de dados meteorológicos e de outros dados relativos a áreas extensas e períodos de tempo de décadas ou mais forneceram evidência de algumas mudanças sistemáticas importantes:

- A temperatura média global do ar na superfície aumentou em torno de 0,3 a 0,6°C desde o final do século 19; outros dados disponíveis desde 1990 e as reanálises feitas desde então não mudaram de forma significativa essa variação da estimativa de aumento.

¹ 1 GtC = 1 bilhão (10⁹) de toneladas de carbono.

- Os últimos anos têm estado entre os mais quentes desde 1860, ou seja, no período de registro instrumental, apesar do efeito de esfriamento causado pela erupção vulcânica do Monte Pinatubo em 1991.
- As temperaturas terrestres durante a noite, em geral, aumentaram mais do que as temperaturas durante o dia.
- As mudanças regionais também são evidentes. Por exemplo, o aquecimento recente foi maior nos continentes de latitude média no inverno e na primavera, com algumas áreas de esfriamento, como o Oceano Atlântico Norte. A precipitação aumentou sobre a terra nas altas latitudes do Hemisfério Norte, principalmente durante a estação fria.
- O nível global do mar subiu entre 10 e 25 cm nos últimos 100 anos e boa parte desse aumento pode estar relacionada com o aumento da temperatura média global.
- São inadequados os dados para determinar se aconteceram mudanças globais consistentes na variabilidade climática ou nos extremos climáticos no século 20. Em escalas regionais, há evidência clara de mudanças em alguns indicadores dos extremos e da variabilidade climática (por exemplo, menos geadas em várias áreas extensas; um aumento da proporção de chuvas de eventos extremos em estados contíguos dos EUA). Algumas dessas mudanças deram-se em direção a uma maior variabilidade; outras em direção a uma menor variabilidade.
- A persistente fase de aquecimento do El Niño/Oscilação Sul de 1990 a meados de 1995 (que provocou secas e enchentes em muitas áreas) foi incomum no contexto dos últimos 120 anos.

O balanço das evidências sugere uma influência humana discernível sobre o clima global

Qualquer efeito induzido pelo homem sobre o clima irá sobrepor-se ao “ruído de fundo” da variabilidade climática natural, resultante tanto de flutuações internas como de causas externas, como a variabilidade solar ou as erupções vulcânicas. Os estudos de detecção e atribuição tentam distinguir as influências antrópicas das naturais. A “detecção da mudança” é o processo de demonstrar que uma mudança observada no clima é altamente incomum do ponto de vista estatístico, mas sem fornecer a razão dessa mudança. A “atribuição” é o processo de estabelecer relações de causa e efeito, incluindo o teste de hipóteses conflitantes.

Desde o Relatório do IPCC de 1990, avanços consideráveis foram feitos nas tentativas de distinguir-se entre as influências naturais e as antrópicas sobre o clima. Esse avanço foi possível com a inclusão dos efeitos dos aerossóis de sulfato, além dos gases de efeito estufa, permitindo, então, a produção de estimativas mais realistas do forçamento radiativo induzido pelo homem. Essas estimativas foram, então, utilizadas em modelos climáticos para fornecer simulações mais completas do “sinal” da mudança do clima induzida pelo homem. Além disso, novas simulações com modelos acoplados atmosfera-oceano forneceram informações importantes sobre a variabilidade climática interna natural em uma escala de tempo de décadas a séculos. Uma outra área em que houve grandes avanços foi a mudança de foco dos estudos das mudanças globais médias para as comparações de padrões espaciais e temporais modelados e observados da mudança do clima.

Os resultados mais importantes relacionados com as questões de detecção e atribuição são:

- A pouca evidência existente de *proxy* de indicadores climáticos sugere que a temperatura média global do século 20 é, pelo menos, tão alta quanto a de qualquer outro século desde pelo menos 1400 d.C. Dados relativos ao período anterior a 1400 são esparsos demais para possibilitar uma estimativa confiável da temperatura média global.

- As avaliações da significação estatística da tendência observada na temperatura média global do ar na superfície no último século utilizaram várias estimativas novas da variabilidade natural forçada interna e externamente. Essas estimativas derivam de dados instrumentais, paleodados, modelos climáticos simples e complexos e modelos estatísticos ajustados para as observações. A maioria desses estudos detectou uma mudança significativa e mostra ser improvável que a tendência de aquecimento observada seja de origem inteiramente natural.
- Evidências recentes mais convincentes da atribuição de um efeito das atividades humanas sobre o clima estão emergindo a partir dos estudos com base em padrões, nos quais a modelagem da resposta climática ao forçamento combinado dos gases de efeito estufa e aerossóis de sulfato antrópicos é comparada a padrões geográficos, sazonais e verticais da mudança da temperatura atmosférica. Esses estudos mostram que tais correspondências de padrão aumentam com o tempo, como é de se esperar à medida que aumenta em força um sinal antrópico. Além disso, é muito baixa a probabilidade de que essas correspondências pudessem ocorrer por acaso como resultado apenas da variabilidade interna natural. Os padrões verticais da mudança também não coincidem com os esperados do forçamento solar e vulcânico.
- Nossa capacidade de quantificar a influência humana sobre o clima global é limitada atualmente porque o sinal esperado ainda está emergindo do ruído da variabilidade natural e porque há incertezas em relação a fatores essenciais. Esses fatores compreendem a magnitude e os padrões da variabilidade natural de longo prazo e o padrão de evolução no tempo do forçamento das mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis e a resposta a essas mudanças, além das mudanças na superfície terrestre. Contudo, o balanço das evidências sugere que há uma influência humana discernível sobre o clima global.

O clima deve continuar mudando no futuro

O IPCC desenvolveu uma série de cenários, IS92a-f, de emissões precursoras de gases de efeito estufa e aerossóis no futuro com base em suposições acerca do crescimento populacional e econômico, do uso da terra, das mudanças tecnológicas, da disponibilidade de energia e do *mix* de combustíveis (estrutura de consumo de combustíveis) durante o período de 1990 a 2100. Entendendo-se o ciclo global do carbono e a química atmosférica, essas emissões podem ser usadas para projetar as concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa e aerossóis e a perturbação do forçamento radiativo natural. Os modelos climáticos podem então ser utilizados para desenvolver projeções do clima no futuro.

- O realismo crescente das simulações do clima atual e passado feitas por modelos climáticos acoplados atmosfera-oceano aumentou nossa confiança no uso desses modelos para projetar a mudança do clima no futuro. Incertezas importantes ainda permanecem mas foram levadas em conta no conjunto completo de projeções da temperatura média global e da mudança no nível do mar.
- Para o cenário médio de emissões do IPCC, IS92a, adotando-se a “melhor estimativa” da sensibilidade climática¹ e incluindo-se os efeitos dos aumentos futuros dos aerossóis, os modelos projetam um aumento da temperatura média global do ar na superfície, relativo a 1990, de cerca de 2°C até 2100. Essa estimativa é aproximadamente um terço inferior à “melhor estimativa” em 1990. Isso se deve primeiramente aos cenários de emissões mais baixas (em particular para o CO₂ e os CFCs), à inclusão do efeito de esfriamento dos aerossóis de sulfato e aos aperfeiçoamentos no tratamento do ciclo do

¹ Nos relatórios do IPCC, a sensibilidade climática normalmente refere-se à mudança (de equilíbrio) de longo prazo na temperatura média global da superfície, em seguida à duplicação da concentração atmosférica de CO₂ equivalente. Em termos mais gerais, refere-se à mudança na temperatura de equilíbrio do ar na superfície, em seguida à mudança de uma unidade no forçamento radiativo (°C/Wm⁻²).

carbono. A combinação do cenário de emissões mais baixas do IPCC (IS92c) com um valor “baixo” de sensibilidade climática e a inclusão dos efeitos das mudanças futuras nas concentrações de aerossóis conduzem a um aumento projetado de cerca de 1°C até 2100. A projeção correspondente para o cenário mais alto do IPCC (IS92e), junto com um valor “alto” de sensibilidade climática, produz um aquecimento de cerca de 3,5°C. Em todos os casos, a taxa média de aquecimento seria provavelmente maior do que qualquer uma observada nos últimos 10.000 anos, mas as mudanças reais de anos a décadas incluiriam uma variabilidade natural considerável. As mudanças nas temperaturas regionais poderiam divergir bastante do valor médio global. Devido à inércia térmica dos oceanos, somente 50% a 90% da mudança final na temperatura de equilíbrio teria se realizado até 2100 e a temperatura continuaria aumentando após 2100, mesmo se as concentrações de gases de efeito estufa já estivessem estáveis.

- O nível médio do mar deve aumentar em consequência da expansão térmica dos oceanos e do derretimento de geleiras e mantos de gelo. Para o cenário IS92a, adotando-se as “melhores estimativas” da sensibilidade climática e da sensibilidade do derretimento do gelo ao aquecimento, e incluindo-se os efeitos das mudanças futuras nos aerossóis, os modelos projetam um aumento do nível do mar de aproximadamente 50 cm de agora até 2100. Essa estimativa é cerca de 25% inferior à “melhor estimativa” em 1990, devido à projeção mais baixa da temperatura, mas também refletindo os aperfeiçoamentos nos modelos climáticos e de derretimento do gelo. Combinando-se o cenário de emissões mais baixas (IS92c) com as “baixas” sensibilidades climáticas e de derretimento do gelo e incluindo-se os efeitos dos aerossóis, tem-se uma projeção do aumento do nível do mar de cerca de 15 cm de agora até 2100. A projeção correspondente para o cenário de emissões mais altas (IS92e), com as “altas” sensibilidades climáticas e de derretimento do gelo, gera um aumento do nível do mar de aproximadamente 95 cm do presente até 2100. O nível do mar continuaria a subir com uma taxa semelhante nos séculos após 2100, mesmo se as concentrações de gases de efeito estufa já estivessem estabilizadas e continuaria subindo até mesmo depois do período de estabilização da temperatura média global. As mudanças regionais do nível do mar podem diferir do valor médio global devido ao movimento da terra e a mudanças nas correntes oceânicas.
- São mais confiáveis as projeções de escala hemisférica a continental dos modelos climáticos acoplados atmosfera-oceano do que as projeções regionais, que continuam pouco confiáveis. Confiar-se mais nas projeções de temperatura do que nas de mudanças hidrológicas.
- Todas as simulações dos modelos, quer tenham sido forçadas com maiores concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis ou com maiores concentrações apenas de gases de efeito estufa, apresentam as seguintes características: maior aquecimento da superfície da terra do que do mar no inverno; um aquecimento máximo da superfície nas altas latitudes norte no inverno, pouco aquecimento da superfície do Ártico no verão; um maior ciclo hidrológico médio global e maior precipitação e umidade do solo nas altas latitudes durante o inverno. Todas essas mudanças estão associadas com mecanismos físicos identificáveis.
- Além disso, a maioria das simulações mostra uma redução da força da circulação termohalina no Atlântico Norte e uma redução generalizada da variação da temperatura durante o dia. Essas características também podem ser explicadas em termos de mecanismos físicos identificáveis.
- Os efeitos direto e indireto dos aerossóis antrópicos têm um papel importante nas projeções. Geralmente, a magnitude das mudanças de temperatura e precipitação é menor quando os efeitos dos aerossóis são representados, especialmente nas latitudes médias norte. Observe que o efeito do esfriamento provocado pelos aerossóis não é uma compensação simples do efeito do aquecimento provocado pelos gases de efeito estufa, mas afeta de forma significativa alguns dos padrões de escala continental da mudança do clima, mais notadamente no hemisfério em que é verão. Por exemplo, os modelos que consideram apenas os efeitos dos gases de efeito estufa geralmente projetam um aumento da precipitação e da

umidade do solo na região de monções do verão asiático, enquanto os modelos que incluem, além disso, alguns dos efeitos dos aerossóis sugerem que a precipitação de monções pode diminuir. A distribuição espacial e temporal dos aerossóis influencia muito as projeções regionais, que são, portanto, mais incertas.

- Um aquecimento geral deve produzir um aumento da ocorrência de dias extremamente quentes e uma redução da ocorrência de dias extremamente frios.
- Temperaturas mais quentes conduzirão a um ciclo hidrológico mais vigoroso; o que se traduz em perspectivas de secas e/ou enchentes mais severas em alguns lugares e menos severas em outros. Vários modelos indicam um aumento na intensidade da precipitação, sugerindo a possibilidade de eventos de chuva mais extremos. O conhecimento atual é insuficiente para afirmar se haverá qualquer mudança na ocorrência ou distribuição geográfica de tempestades severas, como por exemplo, ciclones tropicais.
- Uma mudança rápida e constante do clima poderia mudar o equilíbrio competitivo entre as espécies e até mesmo acarretar a morte de florestas, alterando a absorção e a emissão terrestre de carbono. A magnitude é incerta, mas poderia ser entre zero e 200 GtC nos próximos um ou dois séculos, dependendo do ritmo da mudança do clima.

Ainda há muitas incertezas

Atualmente, muitos fatores limitam nossa capacidade de projetar e detectar a mudança do clima no futuro. Em particular, para reduzir as incertezas é necessário dar prioridade ao aprofundamento dos seguintes tópicos:

- estimativa das emissões futuras e do ciclo biogeoquímico (incluindo fontes e sumidouros) dos gases de efeito estufa, aerossóis e precursores de aerossóis, e projeções de concentrações futuras e propriedades radiativas;
- representação dos processos climáticos nos modelos, em especial os *feedbacks* das nuvens, dos oceanos, do gelo marinho e da vegetação, a fim de melhorar as projeções das taxas e dos padrões regionais da mudança do clima;
- coleta sistemática de observações de longo prazo instrumentais e *proxy* das variáveis do sistema climático (por exemplo, radiação solar, componentes do balanço de energia da atmosfera, ciclos hidrológicos, características oceânicas e mudanças nos ecossistemas) para fins de teste dos modelos, avaliação da variabilidade temporal e regional e para estudos de detecção e atribuição.

Mudanças futuras inesperadas, rápidas e de grandes proporções no sistema climático (como as que ocorreram no passado) são, por natureza, difíceis de prever. Isso implica que as mudanças futuras no clima também podem envolver “surpresas”. Elas surgem, em particular, da natureza não-linear do sistema climático. Quando forçados rapidamente, os sistemas não-lineares ficam especialmente sujeitos a um comportamento imprevisto. Avanços podem ser feitos pesquisando processos não-lineares e subcomponentes do sistema climático. Exemplos de tal comportamento não-linear são as mudanças rápidas de circulação no Atlântico Norte e os *feedbacks* associados a mudanças nos ecossistemas terrestres.

SUMÁRIO TÉCNICO DO RELATÓRIO DO GRUPO DE TRABALHO I

Preparado pelos autores principais com o auxílio de colaboradores e outros especialistas, governos e organizações não-governamentais

Este sumário foi aceito pelo IPCC mas não aprovado em detalhe.

A. Introdução

O Grupo de Trabalho de Avaliação Científica do IPCC (GTI) foi estabelecido em 1988 para avaliar as informações existentes sobre a ciência da mudança do clima, em particular a mudança do clima resultante das atividades humanas. Ao realizar suas avaliações, o Grupo de Trabalho busca:

- avanços no conhecimento científico do clima passado e presente, da variabilidade climática, da previsibilidade do clima e da mudança do clima, incluindo os *feedbacks* dos efeitos climáticos;
- avanços na modelagem e projeção da mudança do clima global e regional e do nível do mar;
- observações do clima, incluindo climas passados e avaliação das tendências e anomalias;
- lacunas e incertezas no conhecimento atual.

A primeira Avaliação Científica, de 1990, concluiu que o aumento das concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa desde o período pré-industrial¹ havia alterado o balanço de energia da Terra/atmosfera, provocando um aquecimento global. As simulações dos modelos do aquecimento global devido ao aumento observado das concentrações de gases de efeito estufa no último século tenderam para uma estimativa central de cerca de 1°C, enquanto a análise do registro instrumental da temperatura, por outro lado, revelou um aquecimento de cerca de 0,5°C no mesmo período. O relatório de 1990 concluiu que: “O tamanho desse aquecimento é bastante coerente com as previsões dos modelos climáticos, mas também é da mesma magnitude que a variabilidade climática natural. Portanto, o aumento observado poderia ser devido principalmente a essa variabilidade natural; ou então essa variabilidade e outros fatores humanos poderiam ter compensado um aquecimento ainda maior devido ao efeito estufa induzido pelo homem.”

Uma preocupação fundamental identificada pelo relatório do IPCC (1990) foi a previsão da continuação do aumento das concentrações de gases de efeito estufa como resultado da atividade humana, conduzindo a uma mudança significativa do clima no próximo século. As projeções das mudanças de temperatura, precipitação e umidade do solo não foram uniformes para o planeta. Os aerossóis antrópicos foram considerados uma possível fonte de esfriamento regional mas não foi apresentada nenhuma estimativa quantitativa dos seus efeitos.

O Relatório Suplementar do IPCC em 1992 confirmou, ou não encontrou razão para alterar, as principais conclusões do relatório do IPCC (1990). O relatório apresentou uma nova faixa de projeções da temperatura

média global com base em um novo conjunto de cenários de emissões do IPCC (IS92a a f) e relatou os avanços feitos na quantificação dos efeitos dos aerossóis antrópicos. A destruição do ozônio devida aos clorofluorcarbonos (CFCs) foi considerada uma causa do forçamento radiativo negativo, reduzindo a importância global dos CFCs como gases de efeito estufa.

O relatório do GTI de 1994 sobre o Forçamento Radiativo da Mudança do Clima forneceu uma avaliação detalhada do ciclo global do carbono e de aspectos da química atmosférica que rege a quantidade de gases de efeito estufa não-CO₂. Algumas trajetórias que levariam à estabilização das concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa foram examinadas, e cálculos novos ou revisados do Potencial de Aquecimento Global para 38 compostos foram apresentados. A crescente literatura sobre os processos que regem a quantidade e as propriedades radiativas dos aerossóis foi examinada com bastante profundidade, inclusive as novas informações sobre o efeito climático da erupção de 1991 do Monte Pinatubo.

A Segunda Avaliação do IPCC sobre a Ciência da Mudança do Clima (*Second IPCC Assessment of the Science of Climate Change*) apresenta uma avaliação abrangente da ciência da mudança do clima desde 1995, incluindo atualizações de material relevante dos três relatórios anteriores. Questões-chaves examinadas na Segunda Avaliação dizem respeito à magnitude relativa dos fatores humanos e naturais em provocar mudanças no clima, incluindo o papel dos aerossóis; se uma influência humana sobre o clima atual pode ser detectada; e a estimativa da mudança futura do clima e do nível do mar tanto em escala global como continental.

A Convenção-Quadro das Nações Unidas sobre Mudança do Clima (Convenção) utiliza o termo “mudança do clima” para referir-se exclusivamente à mudança ocasionada por atividades humanas. Um uso mais genérico é comum na comunidade científica, onde é necessário fazer referência à mudança resultante de qualquer fonte. Em particular, os cientistas referem-se à mudança do clima passada e tratam da complexa questão de separar as causas naturais das humanas nas mudanças observadas atualmente. Contudo, as projeções climáticas tratadas neste documento relacionam-se apenas com as mudanças climáticas futuras resultantes das influências humanas, uma vez que ainda não é possível prever as flutuações devidas aos vulcões e a outras influências naturais. Consequentemente, o uso do termo “mudança do clima” neste trabalho, quando se referir à mudança futura, é essencialmente o mesmo uso adotado pela Convenção.

¹ O período pré-industrial é definido como os vários séculos anteriores a 1750.

Quadro 1: O que provoca mudanças do clima?

A Terra absorve radiação do sol, principalmente na superfície. Essa energia é então redistribuída pela circulação atmosférica e oceânica e radiada para o espaço em comprimentos de onda mais longos (radiação “terrestre” ou “infravermelha”). Em média, para a Terra como um todo, a energia solar recebida é equilibrada pela radiação terrestre devolvida. Qualquer fator que altere a radiação recebida do sol ou enviada de volta para o espaço, ou que altere a redistribuição da energia dentro da atmosfera e entre a atmosfera, a terra e os oceanos pode afetar o clima. Uma mudança na energia disponível para o sistema global Terra/atmosfera é denominada aqui, e em relatórios anteriores do IPCC, um forçamento radiativo.

Os aumentos das concentrações de gases de efeito estufa reduzirão a eficiência com que a Terra se resfria. Uma maior parte da radiação terrestre da superfície é absorvida pela atmosfera e emitida em altitudes mais elevadas e temperaturas mais frias. Isso resulta em um forçamento radiativo positivo que tende a aquecer a baixa atmosfera e a superfície. Essa é a intensificação do efeito estufa – a intensificação de um efeito que vem atuando na atmosfera da Terra há bilhões de anos devido aos gases de efeito estufa que ocorrem naturalmente: vapor d’água, dióxido de carbono, ozônio, metano e óxido nitroso. O total do aquecimento depende da magnitude do aumento da concentração de cada gás de efeito estufa, as propriedades radiativas dos gases envolvidos e as concentrações de outros gases de efeito estufa já presentes na atmosfera.

Os aerossóis (pequenas partículas) antrópicos na troposfera, derivados principalmente da emissão de dióxido de enxofre pela queima de combustíveis fósseis e de outras fontes, como a queima de biomassa, podem absorver e refletir a radiação solar. Além disso, as mudanças nas concentrações dos aerossóis podem alterar a quantidade e a reflexibilidade das nuvens, porque afetam suas propriedades. Na maior parte dos casos, os aerossóis troposféricos tendem a produzir um forçamento radiativo negativo e esfriar o clima. Eles têm um tempo de vida muito mais curto (de dias a semanas) do que a maioria dos gases de efeito estufa (de décadas a séculos), então suas concentrações respondem muito mais rapidamente às

mudanças nas emissões.

A atividade vulcânica pode injetar grandes quantidades de gases contendo enxofre (essencialmente dióxido de enxofre) na estratosfera, que são transformadas em aerossóis. Isso pode produzir um grande mas transitório forçamento radiativo negativo (ou seja, de alguns anos), tendendo a esfriar a superfície da Terra e a baixa atmosfera por períodos de alguns anos.

A energia do sol varia em pequenas proporções (0,1%) em um ciclo de 11 anos e ocorrem variações em períodos mais longos. Em escalas de tempo de dezenas a milhares de anos, as variações lentas na órbita da Terra, que são bem compreendidas, provocaram mudanças na distribuição sazonal e latitudinal da radiação solar; essas mudanças desempenharam um papel importante no controle das variações do clima no passado distante, como os ciclos glaciais.

Qualquer mudança no balanço radiativo da Terra, inclusive as originárias de um aumento dos gases de efeito estufa ou dos aerossóis, tenderá a alterar as temperaturas atmosféricas e oceânicas e os correspondentes padrões de circulação e tempo. Será acompanhada por mudanças no ciclo hidrológico (por exemplo, alterações na distribuição das nuvens ou mudanças nos regimes de precipitação e evaporação).

Qualquer mudança induzida pelo homem no clima será sobreposta às variações climáticas naturais que ocorrem em uma vasta faixa de escalas espaciais e temporais. A variabilidade climática natural pode ocorrer como resultado das mudanças no forçamento do sistema climático devidas, por exemplo, aos aerossóis originados por erupções vulcânicas. As variações climáticas também podem ocorrer na ausência de uma mudança no forçamento externo, como resultado de interações complexas entre os componentes do sistema climático, como a atmosfera e o oceano. O fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é um exemplo de tal variabilidade “interna” natural. Para distinguir-se entre as mudanças antrópicas do clima e as variações naturais, é necessário identificar o “sinal” antrópico sobre o “ruído” de fundo da variabilidade climática natural.

B. Gases de Efeito Estufa, Aerossóis e seu Forçamento Radiativo

As atividades humanas estão mudando as concentrações e distribuições atmosféricas dos gases de efeito estufa e aerossóis. Essas mudanças podem produzir um forçamento radiativo alterando a reflexão ou a absorção da radiação solar ou a emissão e a absorção da radiação terrestre (ver Quadro 1).

As informações sobre o forçamento radiativo foram revistas extensivamente pelo relatório do IPCC (1994). Os sumários das informações contidas nesse relatório e os novos resultados são apresentados neste trabalho. O avanço mais significativo desde o relatório do IPCC (1994) é a maior compreensão do papel dos aerossóis e sua representação nos modelos climáticos.

B.1 Dióxido de carbono (CO₂)

As concentrações de CO₂ aumentaram de cerca de 280 ppmv nos períodos pré-industriais para 358 ppmv em

1994 (Tabela 1 e Figura 1a). Não há dúvida de que esse aumento se deve amplamente às atividades humanas, em particular à queima de combustíveis fósseis, mas também à mudança no uso da terra e, em menor grau, à produção de cimento (Tabela 2). O aumento provocou um forçamento radiativo de cerca de +1,6 Wm⁻² (Figura 2). Antes desse aumento recente, as concentrações de CO₂ nos últimos 1000 anos, um período em que o clima global foi relativamente estável, flutuaram em torno de ±10 ppmv, estando por volta de 280 ppmv.

A taxa de crescimento anual das concentrações atmosféricas de CO₂ foi baixa durante o início da década de 1990 (0,6 ppmv/ano em 1991/92). Contudo, os dados recentes indicam que a taxa de crescimento é comparável, atualmente, à média da década de 80, cerca de 1,5 ppmv/ano (Figura 1b). Dados isotópicos sugerem que a baixa taxa de crescimento resultou das flutuações nas trocas de CO₂ entre a atmosfera e a biosfera oceânica e terrestre, possivelmente por causa das variações climáticas e biosféricas após a erupção do Monte Pinatubo em junho de 1991. Enquanto é importante

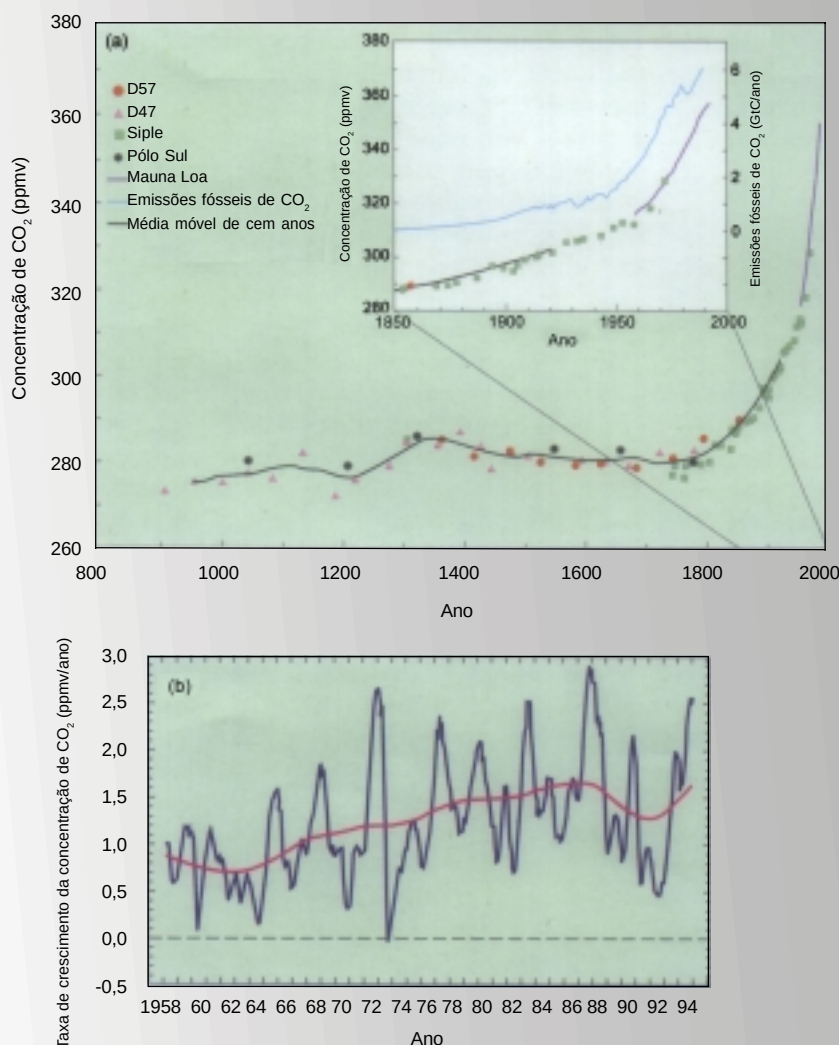
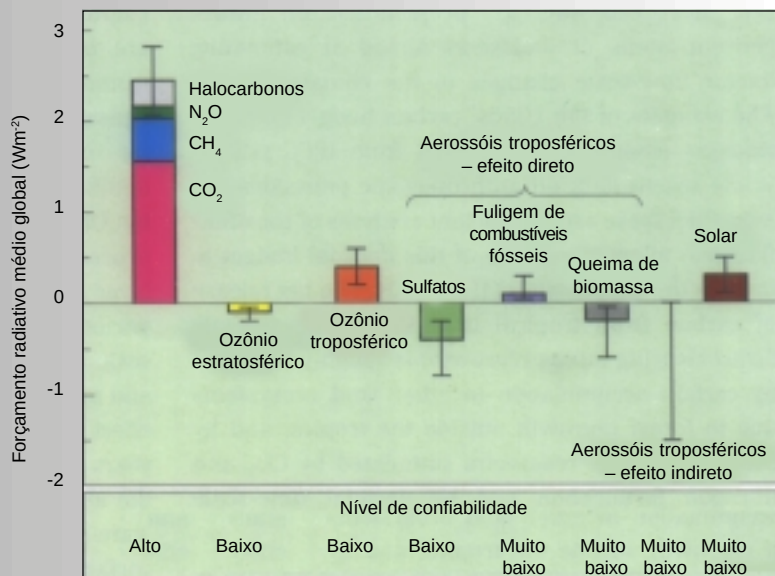


Figura 1: (a) Concentrações de CO₂ nos últimos 1000 anos a partir de registros de testemunhos de gelo (D47, D57, Siple e Pólo Sul) e (desde 1958) do local de medição de Mauna Loa, Havai. Todas as medições dos testemunhos de gelo foram feitas na Antártica. A curva suave baseia-se numa média móvel de cem anos. O aumento rápido da concentração de CO₂ desde o início da industrialização é evidente e seguiu de perto o aumento das emissões de CO₂ provenientes de combustíveis fósseis (ver inserção do período de 1850 em diante). (b) Taxa de crescimento da concentração de CO₂ desde 1958 em ppmv/ano em Mauna Loa. A curva suave mostra os mesmos dados, mas filtrados para suprimir variações em escalas de tempo inferiores a cerca de 10 anos.

Figura 2: Estimativas da média global e anual do forçamento radiativo antrópico (em Wm^{-2}) devido a mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis dos períodos pré-industriais até o presente (1992) e a mudanças naturais na radiação solar de 1850 até agora. A altura da coluna indica uma estimativa média do forçamento, enquanto as faixas de erro mostram uma estimativa da incerteza, com base principalmente na variação dos valores publicados; o “nível de confiabilidade” indica o grau de confiança do autor de que o forçamento real esteja dentro dessa faixa de erro. As contribuições de cada gás ao forçamento direto do efeito estufa estão indicadas na primeira coluna. Os forçamentos indiretos do efeito estufa associados à destruição do ozônio estratosférico e à maior concentração de ozônio troposférico são apresentados na segunda e terceira colunas respectivamente. As contribuições diretas de cada componente de aerossol troposférico estão agrupadas no próximo conjunto de três colunas. O efeito indireto dos aerossóis, resultante da mudança induzida nas propriedades das nuvens, é mostrado em seguida; a compreensão quantitativa desse processo é muito limitada no presente e portanto nenhuma coluna representando uma estimativa média é mostrada. A última coluna apresenta a estimativa das mudanças no forçamento radiativo devido a variações na radiação solar. O forçamento relativo aos aerossóis



mostrado, visto ser muito variável nesse período de tempo. Observe que há diferenças substanciais na distribuição geográfica do forçamento devido aos gases de efeito estufa bem misturados (principalmente CO_2 , N_2O , CH_4 e os halocarbonos) e do forçamento devido ao ozônio e aerossóis, que poderiam levar a diferenças significativas em suas respectivas respostas climáticas globais e regionais. Por essa razão, o forçamento radiativo negativo devido aos aerossóis não deve ser necessariamente considerado uma compensação

Tabela 1: Uma amostra dos gases de efeito estufa influenciados por atividades humanas.

	CO ₂	CH ₄	N ₂ O	CFC-11	HCFC-22 (um substituto do CFC)	CF ₄ (um perfluor- carbono)
Concentração pré-industrial	~280 ppmv	~700 ppbv	~275 ppbv	zero	zero	zero
Concentração em 1994	358 ppmv	1720 ppbv	312 [§] ppbv	268 [§] pptv [†]	110 pptv	72 [§] pptv
Taxa de mudança da concentração*	1,5 ppmv/ano 0,4%/ano	10 ppbv/ano 0,6%/ano	0,8 ppbv/ano 0,25%/ano	0 pptv/ano 0%/ano	5 pptv/ano 5%/ano	1,2 pptv/ano 2%/ano
Tempo de vida na atmosfera (anos)	50-200 ^{††}	12 ^{†††}	120	50	12	50.000

[§] Estimada a partir de dados de 1992-93.

[†] 1 pptv = 1 parte por trilhão em volume.

^{††} Um tempo de vida único não pode ser definido para o CO_2 por causa das diferentes taxas de absorção pelos diversos processos de sumidouros.

^{†††} Foi definido como um tempo de ajuste que leva em conta o efeito indireto do metano sobre seu próprio tempo de vida.

* A média das taxas de aumento do CO_2 , CH_4 e N_2O ao longo da década a partir de 1984 (ver Figuras 1 e 3); as taxas de aumento dos halocarbonos baseiam-se em anos recentes (década de 1990).

entender essas flutuações de curto prazo, as flutuações com duração de alguns anos não são relevantes para as projeções das concentrações ou emissões futuras com o objetivo de estimar mudanças no sistema climático de escalas de tempo mais longas. A estimativa feita pelo IPCC (1994) do balanço do carbono na década de 80 (Tabela 2) permanece essencialmente inalterada. Embora existam dados recentes sobre as emissões antrópicas, as análises dos outros fluxos são insuficientes para permitir uma atualização desse balanço da década de forma a incluir os primeiros anos da década de 90. A emissão líquida de carbono proveniente da mudança no uso da terra tropical (principalmente o desmatamento menos a rebrota) é equilibrada aproximadamente pelo acúmulo de carbono em outros ecossistemas terrestres, por causa da rebrota de florestas fora dos trópicos e da transferência a outros reservatórios estimulada pela fertilização de CO₂ e nitrogênio e por efeitos climáticos de escala de tempo de décadas. Os resultados dos modelos sugerem que durante a década de 80, a fertilização de CO₂ provocou a transferência de carbono da atmosfera para a biosfera de 0,5 a 2,0 GtC/ano e a fertilização de nitrogênio, uma transferência de carbono da atmosfera à biosfera entre 0,2 e 1,0 GtC/ano.

O CO₂ é removido da atmosfera por numerosos processos que operam em escalas de tempo diferentes, e é então transferido para vários reservatórios, alguns dos quais finalmente devolvem o CO₂ à atmosfera.

Algumas análises simples das mudanças do CO₂ utilizaram o conceito de uma única escala de tempo característica para esse gás. Tais análises são de valor limitado porque uma única escala de tempo não é capaz de captar o comportamento do CO₂ em diferentes cenários de emissões. Isso contrasta com o metano, por exemplo, cujo tempo de vida na atmosfera é controlado preponderantemente por um único processo: oxidação de OH na atmosfera. Para o CO₂, o processo mais rápido é a absorção pela vegetação e pela camada superficial dos oceanos, que ocorre ao longo de alguns anos. Vários outros sumidouros operam na escala de tempo de séculos (por exemplo, transferência para os solos e para as camadas profundas dos oceanos) e portanto têm um efeito menos imediato, mas não menos importante, na concentração atmosférica. Dentro de 30 anos, cerca de 40-60% do CO₂ emitido atualmente para a atmosfera terá sido removido. Entretanto, se as emissões fossem reduzidas, o CO₂ na vegetação e na superfície das águas dos oceanos logo se equilibraria com o CO₂ na atmosfera, e a taxa de remoção seria então determinada pela resposta mais lenta da vegetação lenhosa, dos solos e da transferência para as camadas mais profundas do oceano. Em consequência, a maior parte do CO₂ atmosférico excedente seria removido em cerca de um século, embora uma parte permanecesse no ar por milhares de anos, porque a transferência para o último sumidouro – sedimentos oceânicos – é muito lenta. É grande a incerteza associada ao futuro papel da

biosfera terrestre no balanço global do carbono por várias razões. Primeiro, é difícil prever as taxas futuras de desflorestamento e rebrota nos trópicos e nas latitudes médias. Segundo, os mecanismos, como a fertilização de CO₂, continuam insuficientemente quantificados em termos de ecossistema. Durante décadas a séculos, as mudanças antrópicas no teor de CO₂ da atmosfera e no clima também podem alterar a distribuição global dos tipos de ecossistema. O carbono poderia ser emitido rapidamente de áreas onde as florestas morram, embora a rebrota possa finalmente seqüestrar muito desse carbono. As estimativas dessa perda variam de quase zero, em probabilidades baixas, até 200 GtC nos próximos um a dois séculos, dependendo da taxa da mudança do clima.

A biota marinha tanto pode

Tabela 2: Balanço antrópico anual médio do carbono de 1980 a 1989. As fontes de CO₂, os sumidouros e o acúmulo na atmosfera são expressos em GtC/ano.

Fontes de CO₂

(1) Emissões da combustão de combustíveis fósseis e da produção de cimento	5,5 ± 0,5*
(2) Emissões líquidas das mudanças no uso da terra tropical	1,6 ± 1,0 [@]
(3) Total das emissões antrópicas = (1) + (2)	7,1 ± 1,1

Divisão entre reservatórios

(4) Acúmulo na atmosfera	3,3 ± 0,2
(5) Absorção pelo oceano	2,0 ± 0,8
(6) Absorção pela rebrota de florestas no Hemisfério Norte	0,5 ± 0,5 [#]
(7) Sumidouro inferido: 3-(4+5+6)	1,3 ± 1,5 [§]

Observações:

* Para fins de comparação, as emissões em 1994 foram de 6,1 GtC/ano.

[@] Consistente com o Capítulo 24 do GTII do IPCC (1995).

[#] Este número é consistente com a estimativa independente, dada pelo GTII do IPCC (1995), de 0,7 ± 0,2 GtC/ano para o sumidouro de floresta de latitude média e alta.

[§] Esse sumidouro inferido é consistente com as estimativas independentes, dadas no Capítulo 9 do GTI do IPCC (1995), de absorção de carbono devido à fertilização do nitrogênio (0,5 ± 1,0 GtC/ano), mais a variação de outras absorções (0-2 GtC/ano) devidas à fertilização de CO₂ e a efeitos climáticos.

responder à mudança do clima como influenciá-la. A biota marinha desempenha um papel fundamental na redução significativa da concentração atmosférica de CO_2 abaixo do seu estado de equilíbrio na ausência de biota. As mudanças no fornecimento de nutrientes para a superfície dos oceanos, resultantes das mudanças na circulação oceânica, no escoamento costeiro e na deposição atmosférica e as mudanças na quantidade de gelo marinho e na nebulosidade têm o potencial de afetar os processos biogeoquímicos marinhos. É de se esperar que essas mudanças afetem o ciclo do CO_2 (de forma não quantificada até agora) e a produção de outros gases traços importantes do ponto de vista do clima. Foi sugerido que a falta de ferro limitaria o crescimento dos fitoplânctons em certas áreas oceânicas. Contudo, é improvável que a fertilização de ferro da absorção de CO_2 pelos fitoplânctons possa ser utilizada para diminuir o CO_2 atmosférico: até mesmo a alimentação massiva contínua de 10-15% dos oceanos do mundo (o Oceano Meridional) até 2100, se funcionasse com 100% de eficiência e nenhum efeito colateral contrário (por exemplo, maior produção de N_2O), reduziria em menos de 10% o acúmulo de CO_2 na atmosfera projetado pelo cenário tendencial de emissões do IPCC (1990).

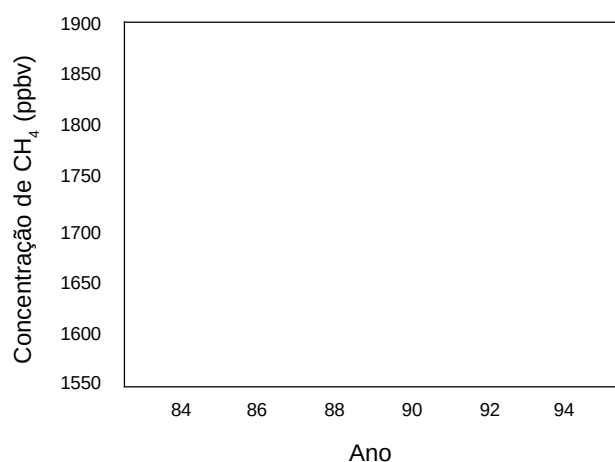
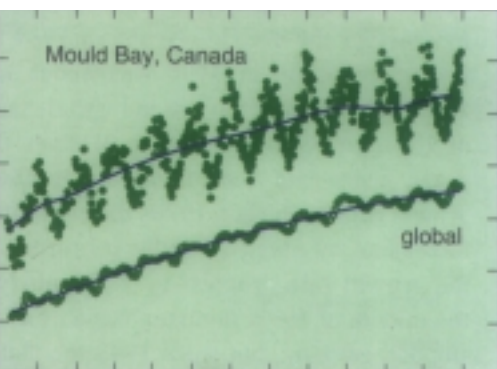


Figura 3: Concentrações globais de metano (ppbv) de 1983 a 1994. As concentrações observadas em Mould Bay, Canadá, também são apresentadas.

B.2 Metano (CH_4)

O metano é outro gás de efeito estufa que ocorre naturalmente, cuja concentração na atmosfera está crescendo em decorrência das atividades humanas, como a agricultura e a disposição de resíduos e a produção e o uso de combustíveis fósseis (Tabela 3).



metano de 1980 a 1990. Todos os valores estão em $\text{Tg}^+(\text{CH}_4)/\text{ano}$. A carga total é de 1000 $\text{Tg}(\text{CH}_4)$.

umiduros e fontes estimados derivados para equilibrar o

	Estimativas Individuais	Total
		37 (35-40)
Atmosfera	490 (405-575)	
Terrestre	40 (32-48)	
Oceânica	30 (15-45)	
		560 (460-660)
Atmosfera		597 (495-700)
	Estimativas Individuais	Total
Fontes naturais		160 (110-210)
Fontes antrópicas: relacionadas com combustíveis fósseis	100 (70-120)	
biosféricas totais	275 (200-350)	
Fontes antrópicas totais		375 (300-450)
Fontes identificadas totais		535 (410-660)

[†] 1Tg = 1 trilhão de gramas, o que equivale a 1 milhão de toneladas.

* Aplica-se à média de 1980 a 1990. A Tabela 1 e a discussão sobre estabilização da Seção B.9.2 usam a média para 1984-1994.

As concentrações globais médias de metano aumentaram em 6% na década passada a partir de 1984 (Figura 3). A concentração em 1994 era de cerca de 1720 ppbv, 145% mais elevada do que a concentração pré-industrial de 700 ppbv (Tabela 1, Figura 3). Nos últimos 20 anos, houve um declínio na taxa de aumento do metano: no final da década de 70, a concentração estava aumentando em cerca de 20 ppbv/ano, durante os anos 80, a taxa de crescimento caiu para 9-13 ppbv/ano. Em meados de 1992, as concentrações de metano pararam de crescer por um tempo, mas já em 1993 a taxa global de crescimento havia retornado para cerca de 8 ppbv/ano.

As diversas fontes de metano não estão bem quantificadas. As medidas isotópicas de carbono indicam que cerca de 20% do total anual das emissões de metano está relacionado com a produção e o uso de combustíveis fósseis. No total, as atividades antrópicas são responsáveis por aproximadamente 60-80% das emissões atuais de metano (Tabela 3). As emissões de metano das várzeas naturais parecem contribuir com cerca de 20% das emissões globais de metano para a atmosfera. Tais emissões provavelmente aumentarão com o aquecimento global, em consequência da maior atividade microbiana. Em 1992, o forçamento radiativo direto decorrente do aumento da concentração de metano desde a época pré-industrial era de cerca de $+0,47 \text{ Wm}^{-2}$ (Figura 2).

Os *feedbacks* químicos foram claramente identificados pelas mudanças na concentração de metano. O principal processo de remoção do metano é a reação com o radical hidroxila (OH). A adição de metano à atmosfera reduz a concentração de radicais hidroxila na troposfera, que podem então produzir um *feedback* e reduzir a taxa de remoção do metano.

O tempo de ajuste para um pulso de metano acrescentado à atmosfera foi revisto para 12 (± 3) anos (em comparação com 14,5 ($\pm 2,5$) anos do IPCC (1994)). Dois fatores são responsáveis pela mudança: (a) uma nova estimativa da taxa de remoção química (11% mais rápida); e (b) a inclusão da absorção de metano pelos solos. O valor revisado da força global dos sumidouros é de 560 (± 100) $\text{Tg}(\text{CH}_4)/\text{ano}$, mais alto que a estimativa de 1994, mas ainda coerente com a variação anterior da força global das fontes.

B.3 Óxido nitroso (N_2O)

Há muitas fontes pequenas de óxido nitroso, tanto naturais quanto antrópicas, difíceis de serem quantificadas. As principais fontes antrópicas são da agricultura e de vários processos industriais (por exemplo, produção de ácido adípico e ácido nítrico). Uma melhor estimativa das emissões antrópicas atuais (década de 80) de óxido nitroso é de 3 a 8 $\text{Tg}(\text{N})/\text{ano}$. As fontes naturais não foram

quantificadas o suficiente, mas é provável que sejam o dobro das fontes antrópicas. O óxido nitroso é removido principalmente por fotólise (decomposição pela luz do sol) na estratosfera e, conseqüentemente, tem um tempo longo de vida (cerca de 120 anos).

Embora as fontes não possam ser bem quantificadas, as medições atmosféricas e evidências de testemunhos de gelo mostram que a quantidade de óxido nitroso na atmosfera aumentou desde a era pré-industrial, mais provavelmente devido às atividades humanas. Em 1994, os níveis atmosféricos de óxido nitroso estavam em torno de 312 ppbv; os níveis pré-industriais estavam em torno de 275 ppbv (Tabela 1). A taxa de crescimento de 1993 (cerca de 0,5 ppbv/ano) foi mais baixa do que a observada no final da década de 80 e início da década de 90 (cerca de 0,8 ppbv/ano), mas essas mudanças de curto prazo na taxa de crescimento estão dentro da variabilidade observada em escalas de tempo decenais. O forçamento radiativo devido à mudança no óxido nitroso desde o período pré-industrial é de aproximadamente $+0,14 \text{ Wm}^{-2}$ (Figura 2).

B.4 Halocarbonos e outros compostos halogenados

Os halocarbonos são compostos de carbono que contêm flúor, cloro, bromo ou iodo. Muitos deles são eficientes gases de efeito estufa. As atividades humanas são a única fonte da maioria desses compostos.

Os halocarbonos que contêm cloro (CFCs e HCFCs) e bromo (halons) provocam a destruição do ozônio e suas emissões são controladas pelo Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas. Como resultado, as taxas de crescimento das concentrações de muitos desses compostos já caíram (Figura 4) e seu efeito radiativo declinará paulatinamente no próximo século. A contribuição para o forçamento radiativo *direto* devido aos aumentos da concentração desses CFCs e HCFCs desde a época pré-industrial é de cerca de $+0,25 \text{ Wm}^{-2}$. Os halocarbonos também podem exercer um forçamento radiativo negativo *indireto* por meio da destruição que provocam do ozônio estratosférico (ver Seção B.5.2).

Os perfluorcarbonos (PFCs, por exemplo, CF_4 , C_2F_6) e o hexafluoreto de enxofre (SF_6) são removidos muito lentamente da atmosfera com tempos de vida estimados superiores a 1000 anos. Assim, todas as emissões acumulam-se de fato na atmosfera e continuarão a influenciar o clima por milhares de anos. Embora o forçamento radiativo devido aos aumentos da concentração desses compostos desde o período pré-industrial seja pequeno (cerca de $+0,01 \text{ Wm}^{-2}$), pode vir a ser significativo no futuro se as concentrações continuarem a aumentar.

Os hidrofluorcarbonos (HFCs) estão sendo utilizados em substituição às substâncias que destroem o ozônio em algumas aplicações; suas concentrações e efeitos radiativos são pequenos atualmente. Se as emissões aumentarem como concebido no Cenário IS92a, contribuirão com cerca de 3% ao total do forçamento radiativo de todos os gases de efeito estufa até o ano 2100.

B.5 Ozônio (O₃)

O ozônio é um importante gás de efeito estufa presente tanto na estratosfera quanto na troposfera. As mudanças no ozônio provocam forçamento radiativo, influenciando tanto a radiação solar como a terrestre. O forçamento radiativo líquido depende muito da distribuição vertical da mudança do ozônio, sendo particularmente sensível às mudanças no nível da tropopausa, onde é difícil estimar as tendências por causa da falta de observações confiáveis e da enorme variabilidade natural. Os padrões das mudanças tanto do ozônio troposférico como estratosférico variam no espaço. A estimativa do forçamento radiativo devido às mudanças do ozônio é, portanto, mais complexa do que a dos gases de efeito estufa bem misturados.

B.5.1 Ozônio troposférico

Na troposfera, o ozônio é produzido durante a oxidação do metano e a partir de vários gases precursores de vida curta (principalmente o monóxido de carbono (CO), os óxidos de nitrogênio (NO_x) e os hidrocarbonos não-metânicos (HCNM). O ozônio também é transportado da estratosfera para a troposfera. As mudanças na concentração do ozônio troposférico variam no espaço, tanto regional como verticalmente, tornando difícil a avaliação das tendências globais de longo prazo. No Hemisfério Norte, há evidências de que as concentrações de ozônio troposférico aumentaram desde 1990, com fortes evidências de que isso ocorreu em muitos locais desde os anos 60. Entretanto, as observações da década mais recente mostram que a tendência de crescimento diminuiu de forma significativa ou parou. As simulações dos modelos e as poucas observações sugerem que as concentrações de ozônio na troposfera podem ter duplicado no Hemisfério Norte desde a época pré-industrial, um aumento de cerca de 25 ppbv. No Hemisfério Sul, não há dados suficientes para determinar se o ozônio troposférico mudou, exceto no Pólo Sul onde uma redução foi observada desde meados da década de 80.

As mudanças no ozônio troposférico têm consequências potenciais importantes para o forçamento radiativo. O forçamento radiativo médio global devido ao aumento da concentração desde a época pré-industrial foi calculado em +0,4 (±0,2) Wm⁻².

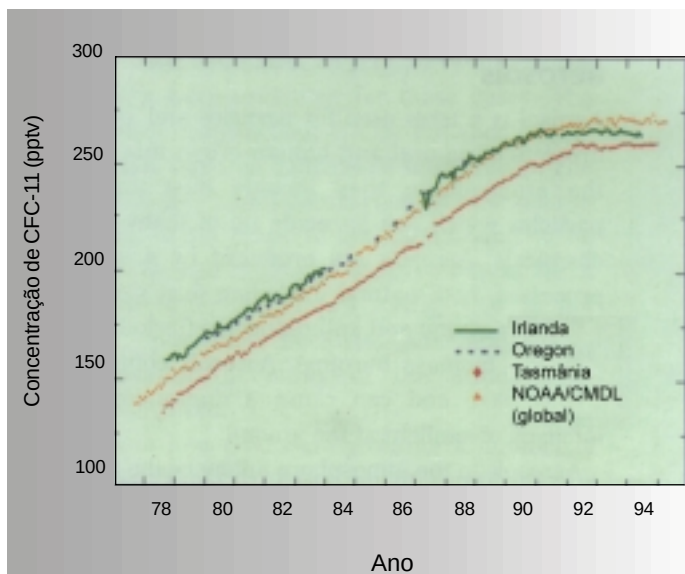


Figura 4: Concentrações globais de CFC-11 (ppbv) de 1978 a 1994. Como um dos gases que destroem a camada de ozônio, as emissões de CFC-11 são controladas pelo Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas. Observações em alguns locais de medições também são mostradas.

B.5.2 Ozônio Estratosférico

Reduções no ozônio estratosférico têm ocorrido desde a década de 70, principalmente na baixa estratosfera. A característica mais óbvia é o aparecimento anual do “buraco de ozônio” da Antártica em setembro e outubro. Os valores totais médios do ozônio em outubro na Antártica são 50-70% mais baixos do que os observados na década de 60. Perdas estatisticamente significativas no total de ozônio também foram observadas nas latitudes médias de ambos os hemisférios. Foi observada uma tendência pequena ou nula de crescimento do ozônio nos trópicos (20°N-20°S). O peso das evidências científicas recentes fortalece a conclusão anterior de que a perda de ozônio se deve muito aos compostos antrópicos de cloro e bromo. Uma vez que a quantidade de cloro e bromo na estratosfera deve continuar aumentando por mais alguns anos antes que comece a declinar (ver Seção B.4), as perdas de ozônio estratosférico devem atingir um auge próximo ao final do século, com uma recuperação gradual durante a primeira metade do século 21.

A perda de ozônio na baixa estratosfera nos últimos 15 a 20 anos provocou um média global de forçamento radiativo de cerca de -0,1 Wm⁻². Esse forçamento radiativo negativo representa um efeito indireto dos compostos antrópicos de cloro e bromo.

B.6 Aerossóis troposféricos e estratosféricos

Aerossol é um termo utilizado para definir partículas e gotículas bem pequenas de origem natural e humana que ocorrem na atmosfera, entre elas a poeira e outras partículas que podem ser formadas de vários elementos químicos diferentes. Os aerossóis são produzidos por uma série de processos, tanto naturais (incluindo tempestades de poeira e atividade vulcânica) como antrópicos (incluindo a queima de combustíveis fósseis e de biomassa). Os aerossóis contribuem para a bruma visível e podem provocar uma diminuição da intensidade da luz do sol na terra.

Os aerossóis na atmosfera influenciam o balanço radiativo da Terra de duas formas: (i) dispersando e absorvendo radiação – o efeito *direto* e (ii) modificando as propriedades óticas, a quantidade e o tempo de vida das nuvens – o efeito *indireto*. Embora alguns aerossóis, como a fuligem, tendam a aquecer a superfície, acredita-se que o efeito climático líquido dos aerossóis antrópicos seja um forçamento radiativo negativo, tendendo a esfriar a superfície (ver Seção B.7 e Figura 2).

A maioria dos aerossóis com fontes antrópicas é encontrada na baixa troposfera (abaixo de 2 km). Os aerossóis sofrem transformações químicas e físicas na atmosfera, especialmente dentro das nuvens, e são removidos em grande quantidade pela precipitação. Em consequência, os aerossóis na baixa troposfera têm, em geral, um tempo de residência de poucos dias. Por causa do seu tempo de vida curto, os aerossóis na baixa troposfera não estão distribuídos de forma homogênea, com máxima próxima às regiões de suas fontes naturais (especialmente desertos) e antrópicas (especialmente indústrias e combustão de biomassa). As partículas de aerossóis resultantes de atividade vulcânica podem alcançar a estratosfera, onde são transportadas ao redor do globo por muitos meses ou anos.

O forçamento radiativo devido aos aerossóis depende do tamanho, da forma e da composição química das partículas e da distribuição espacial do aerossol. Enquanto esses fatores são, comparativamente, bem conhecidos para os aerossóis estratosféricos, muitas incertezas permanecem em relação aos aerossóis troposféricos.

Desde o relatório do IPCC (1994), muitos avanços foram feitos na compreensão do efeito dos aerossóis troposféricos sobre o clima. Esses efeitos incluem: (i) novos cálculos da distribuição espacial dos aerossóis de sulfato resultantes principalmente da queima de combustíveis fósseis e (ii) o primeiro cálculo da distribuição espacial dos aerossóis de fuligem. O efeito desses avanços no cálculo do forçamento radiativo dos aerossóis é discutido na Seção B.7.

B.7 Resumo do forçamento radiativo

A média global do forçamento radiativo é um conceito útil para a estimativa de primeira ordem da importância climática potencial de vários mecanismos de forçamento. Contudo, como foi enfatizado no relatório do IPCC (1994), há limites para a sua utilidade. Em particular, os padrões espaciais do forçamento diferem entre os gases de efeito estufa bem misturados globalmente, o ozônio troposférico com variações regionais e os aerossóis troposféricos muito mais concentrados regionalmente, então, a comparação dos forçamentos radiativos médios globais não fornece uma visão completa do seu possível efeito climático.

As estimativas do relatório do IPCC (1994) dos forçamentos radiativos devidos às mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa desde a época pré-industrial não sofreram alterações (ver Figura 2). Essas estimativas são de $+2,45 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $+2,1$ a $+2,8 \text{ Wm}^{-2}$) para o efeito direto dos principais gases de efeito estufa bem misturados (CO_2 , CH_4 , N_2O e os halocarbonos), $+0,4 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $0,2$ a $0,6 \text{ Wm}^{-2}$) para o ozônio troposférico e $-0,1 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $-0,05$ a $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$) para o ozônio estratosférico.

O forçamento direto total devido aos aerossóis antrópicos (sulfatos, fuligem de combustíveis fósseis e aerossóis orgânicos da queima de biomassa) é estimado em $-0,5 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $-0,25$ a $-1,0 \text{ Wm}^{-2}$). Essa estimativa é menor do que a dada pelo IPCC (1994) por causa de uma reavaliação dos resultados dos modelos utilizados para obter a distribuição geográfica das partículas de aerossóis e a inclusão, pela primeira vez, dos aerossóis antrópicos de fuligem. O forçamento direto devido aos aerossóis de sulfato resultantes das emissões de combustíveis fósseis e da fundição é estimado em $-0,4 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $-0,2$ a $-0,8 \text{ Wm}^{-2}$). Foram feitas as primeiras estimativas do efeito da fuligem sobre os aerossóis originários de combustíveis fósseis: apesar de permanecerem incertezas significativas, uma estimativa de $+0,1 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $0,03$ a $0,3 \text{ Wm}^{-2}$) é apresentada. O forçamento radiativo direto desde 1850 das partículas associadas com a queima de biomassa é estimado em $-0,2 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $-0,07$ a $-0,6 \text{ Wm}^{-2}$), sem alterações em relação ao relatório do IPCC (1994). Foi sugerido recentemente que uma fração significativa dos aerossóis troposféricos de poeira é influenciada pelas atividades humanas, mas o forçamento radiativo desse componente ainda não foi quantificado.

As estimativas do forçamento radiativo devido a mudanças nas propriedades das nuvens causadas por aerossóis provenientes de atividades humanas (o efeito indireto) mantêm-se inalteradas em relação ao relatório do IPCC (1994) entre 0 e $-1,5 \text{ Wm}^{-2}$. Vários novos

estudos confirmam que o efeito indireto dos aerossóis pode ter causado um forçamento radiativo negativo substancial desde a época pré-industrial, mas continua sendo muito difícil quantificá-lo, mais ainda que o efeito direto. Como não é possível produzir atualmente uma melhor estimativa do forçamento indireto, o valor central de -0,8 foi usado em alguns dos cálculos de cenário descritos nas Seções B.9.2 e F.2.

Não há alterações significativas em relação ao IPCC (1994) na avaliação do forçamento radiativo causado por mudanças na radiação solar ou na carga de aerossóis estratosféricos resultante de erupções vulcânicas. A estimativa do forçamento radiativo decorrente das mudanças na radiação solar desde 1850 é de $+0,3 \text{ Wm}^{-2}$ (variação: de $+0,1$ a $+0,5$). Pode ser grande o forçamento radiativo devido aos aerossóis vulcânicos resultantes de uma única erupção (o efeito médio global máximo da erupção do Monte Pinatubo foi de -3 a -4 Wm^{-2}), mas dura apenas alguns anos. Entretanto, as variações transientes em ambos os forçamentos podem ser importantes para explicar algumas das variações climáticas observadas em escalas de tempo de décadas.

B.8 Potencial de Aquecimento Global (GWP)

O Potencial de Aquecimento Global é uma tentativa de fornecer uma medida simples dos efeitos radiativos relativos das emissões de vários gases de efeito estufa. O índice é definido como o forçamento radiativo cumulativo do presente até algum horizonte de tempo escolhido, causado por uma unidade de massa de gás emitida agora, expresso em relação ao de algum gás de referência (aqui é usado o CO_2). O aquecimento global futuro provocado por um gás de efeito estufa em um determinado horizonte de tempo pode ser estimado multiplicando-se o GWP adequado pela quantidade de gás emitida. Por exemplo, os GWPs poderiam ser utilizados para comparar os efeitos das reduções das emissões de CO_2 em relação às reduções das emissões de metano para um determinado horizonte de tempo.

A derivação dos GWPs exige o conhecimento do destino do gás emitido e o forçamento radiativo devido à quantidade remanescente na atmosfera. Embora os GWPs sejam citados como valores únicos, a incerteza é de tipicamente $\pm 35\%$, não incluindo a incerteza na referência do dióxido de carbono. Porque os GWPs baseiam-se no conceito de forçamento radiativo, são difíceis de serem aplicados a constituintes importantes, do ponto de vista radiativo, que estejam distribuídos de forma desigual na atmosfera. Nenhuma tentativa foi feita para definir um GWP para os aerossóis. Além disso, a escolha de um horizonte de tempo depende de considerações políticas.

Os GWPs precisam levar em conta qualquer efeito indireto do gás de efeito estufa emitido, a fim de refletir corretamente o potencial de aquecimento futuro. Os GWPs líquidos para os gases que destroem o ozônio, que abrangem os efeitos do “aquecimento” direto e do “esfriamento” indireto, foram estimados. O relatório do IPCC (1994) apresentou somente os GWPs diretos para esses gases. O efeito indireto reduz seus GWPs, mas cada gás que destrói o ozônio deve ser considerado separadamente. Os GWPs líquidos dos clorofluorcarbonos (CFCs) tendem a ser positivos, enquanto que os dos halons tendem a ser negativos. Não é possível calcular atualmente os efeitos indiretos de vários outros gases (por exemplo NO_x , CO) por causa da caracterização inadequada de muitos dos processos atmosféricos envolvidos.

Atualizações são feitas ou novos GWPs são dados para vários compostos essenciais (Tabela 4), com base em estimativas melhoradas ou novas dos tempos de vida na atmosfera, fatores do forçamento radiativo molecular e melhor representação do ciclo do carbono. A revisão dos tempos de vida dos gases destruídos por reações químicas na baixa atmosfera (particularmente o metano, os HCFCs e os HFCs) resultou em GWPs ligeiramente mais baixos (entre 10 e 15%, em geral) do que os citados pelo IPCC (1994). A definição de GWP do IPCC baseia-se no cálculo do efeito radiativo relativo de uma emissão de um gás traço ao longo de um horizonte de tempo em uma atmosfera constante de fundo. Em uma atmosfera futura com maiores concentrações de CO_2 , como ocorre em todos os cenários de emissões do IPCC (ver Figura 5b), nós calcularíamos valores de GWP ligeiramente mais altos do que os apresentados na Tabela 4.

B.9 As emissões e concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis no futuro

B.9.1 Os cenários de emissões IS92

A projeção da mudança antrópica futura no clima depende, entre outras coisas, de suposições feitas sobre as futuras emissões de gases de efeito estufa e precursores de aerossóis e a proporção das emissões remanescentes na atmosfera. Consideramos, neste trabalho, os cenários de emissões IS92 (IS92a a f) que foram discutidos pela primeira vez no relatório do IPCC (1992).

Os cenários de emissões IS92 vão até o ano 2100 e compreendem emissões de CO_2 , CH_4 , N_2O , halocarbonos (os CFCs e seus substitutos HCFCs e HFCs), precursores de ozônio troposférico e aerossóis de sulfato e da queima de biomassa. Uma ampla faixa de suposições sobre futuros fatores econômicos, demográficos e políticos é

Tabela 4: Potencial de Aquecimento Global com referência à resposta atualizada do decaimento para o modelo de Berna do ciclo do carbono e concentrações atmosféricas futuras de CO₂ mantidas constantes nos níveis atuais.

Compostos	Fórmula Química	Tempo de vida (anos)	Potencial de Aquecimento Global (Horizonte de Tempo)		
			20 anos	100 anos	500 anos
CO ₂	CO ₂	variável [§]	1	1	1
Metano*	CH ₄	12±3	56	21	6,5
Óxido nitroso	N ₂ O	120	280	310	170
HFC-23	CHF ₃	264	9.100	11.700	9.800
HFC-32	CH ₂ F ₂	5,6	2.100	650	200
HFC-41	CH ₃ F	3,7	490	150	45
HFC-43-10mee	C ₅ H ₂ F ₁₀	17,1	3.000	1.300	400
HFC-125	C ₂ HF ₅	32,6	4.600	2.800	920
HFC-134	C ₂ H ₂ F ₄	10,6	2.900	1.000	310
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	14,6	3.400	1.300	420
HFC-152a	C ₂ H ₄ F ₂	1,5	460	140	42
HFC-143	C ₂ H ₃ F ₃	3,8	1.000	300	94
HFC-143a	C ₂ H ₃ F ₃	48,3	5.000	3.800	1.400
HFC-227ea	C ₃ HF ₇	36,5	4.300	2.900	950
HFC-236fa	C ₃ H ₂ F ₆	209	5.100	6.300	4.700
HFC-245ca	C ₃ H ₃ F ₅	6,6	1.800	560	170
Hexafluoreto de enxofre	SF ₆	3200	16.300	23.900	34.900
Perfluormetano	CF ₄	50000	4.400	6.500	10.000
Perfluoretano	C ₂ F ₆	10000	6.200	9.200	14.000
Perfluorpropano	C ₃ F ₈	2600	4.800	7.000	10.100
Perfluorbutano	C ₄ F ₁₀	2600	4.800	7.000	10.100
Perfluorciclobutano	c-C ₄ F ₈	3200	6.000	8.700	12.700
Perfluorpentano	C ₅ F ₁₂	4100	5.100	7.500	11.000
Perfluorhexano	C ₆ F ₁₄	3200	5.000	7.400	10.700
Substâncias que destroem o ozônio [†]	Por exemplo, CFCs e HCFCs				

[§] Derivado do modelo de Berna do ciclo do carbono.

* O GWP para o metano inclui os efeitos indiretos da produção do ozônio troposférico e da produção do vapor d'água estratosférico, como no relatório do IPCC (1994). O tempo de ajuste atualizado para o metano é discutido na Seção B.2.

[†] Os Potenciais de Aquecimento Global para as substâncias que destroem a camada de ozônio (incluindo todos os CFCs, HCFCs e halons, cujos GWPs diretos foram dados em relatórios anteriores) são uma soma de um componente (positivo) direto e um componente (negativo) indireto que dependem fortemente da efetividade de cada substância na destruição do ozônio. Geralmente, é provável que os halons tenham GWPs líquidos negativos, enquanto os CFCs tenham GWPs positivos em horizontes de tempo de 20 e 100 anos (ver GTI do IPCC (1995), Capítulo 2, Tabela 2.8).

incluída (IPCC, 1992). Neste relatório, considera-se que as emissões dos halocarbonos contendo cloro e bromo listados no IS92 estejam controladas pelo Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas, dessa forma, um único cenário revisado de emissões futuras para esses gases é incorporado a todos os cenários IS92.

As emissões de HFCs separadamente baseiam-se nos cenários originais IS92, embora não reflitam os mercados atuais. As emissões de CO₂ para os seis cenários são apresentadas na Figura 5a.

O cálculo das concentrações futuras de gases de efeito estufa, dadas certas emissões, pressupõe a modelagem dos processos que transformam e removem os diferentes gases da atmosfera. Por exemplo, as concentrações futuras de CO₂ são calculadas usando modelos do ciclo do carbono que modelam as trocas de CO₂ entre a atmosfera e os oceanos e a biosfera terrestre (ver seção B.1); os modelos da química atmosférica são utilizados para simular a remoção de gases quimicamente ativos, como o metano.

Todos os cenários de emissões IS92, até mesmo o IS92c, implicam aumentos nas concentrações de gases de efeito estufa de 1990 a 2100 (por exemplo, os aumentos do CO₂ variam de 35 a 170% (Figura 5b); CH₄, de 22 a 175%; e N₂O, de 26 a 40%).

Para os gases de efeito estufa, o forçamento radiativo depende da concentração do gás e da força com que absorve

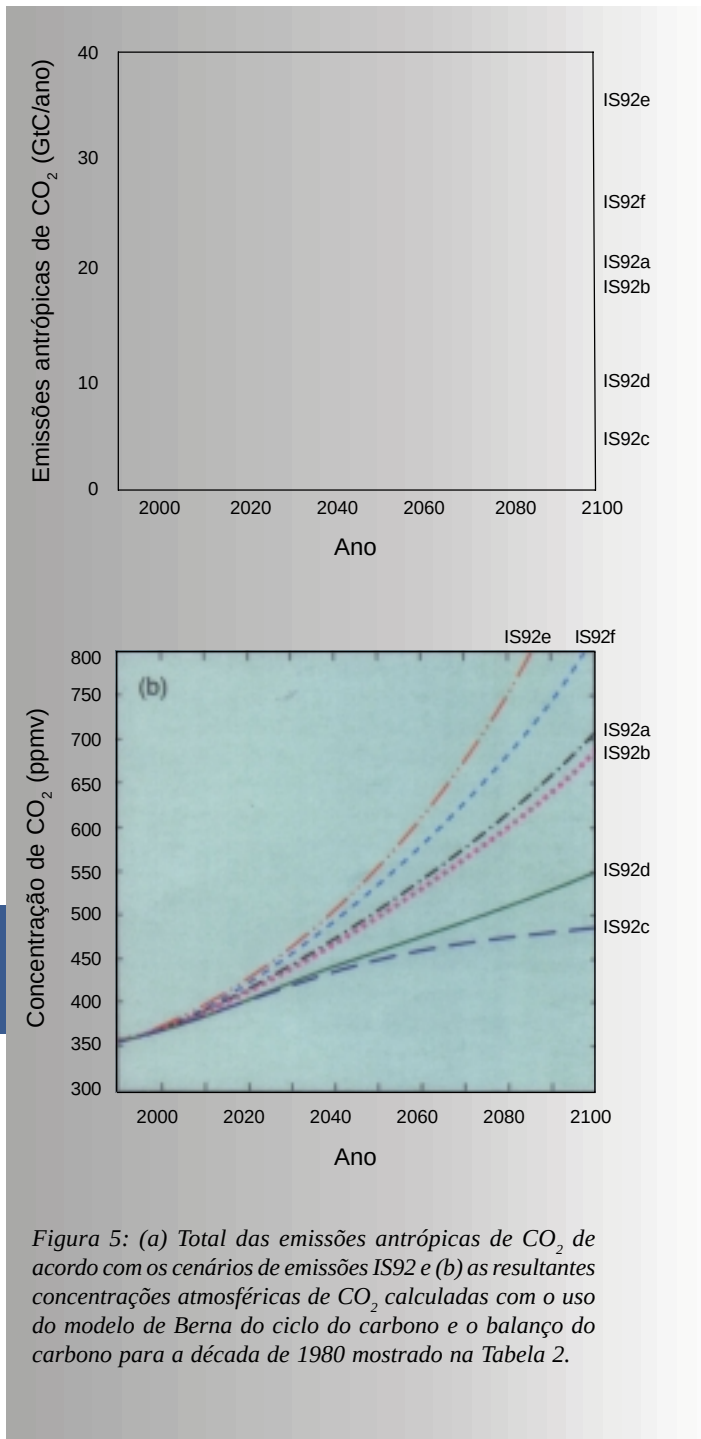
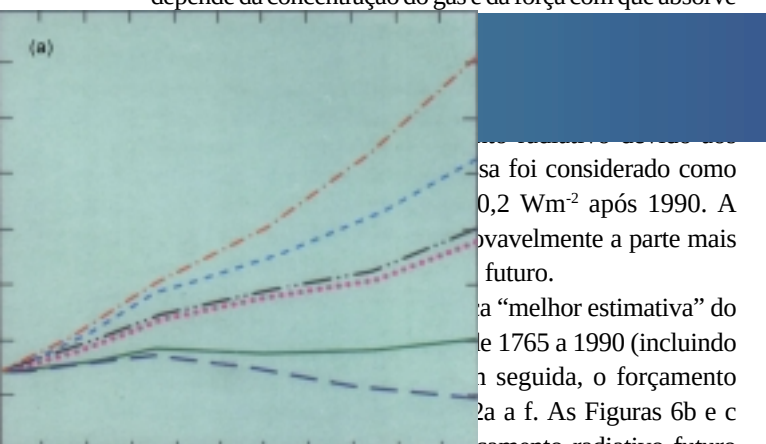


Figura 5: (a) Total das emissões antrópicas de CO₂ de acordo com os cenários de emissões IS92 e (b) as resultantes concentrações atmosféricas de CO₂ calculadas com o uso do modelo de Berna do ciclo do carbono e o balanço do carbono para a década de 1980 mostrado na Tabela 2.

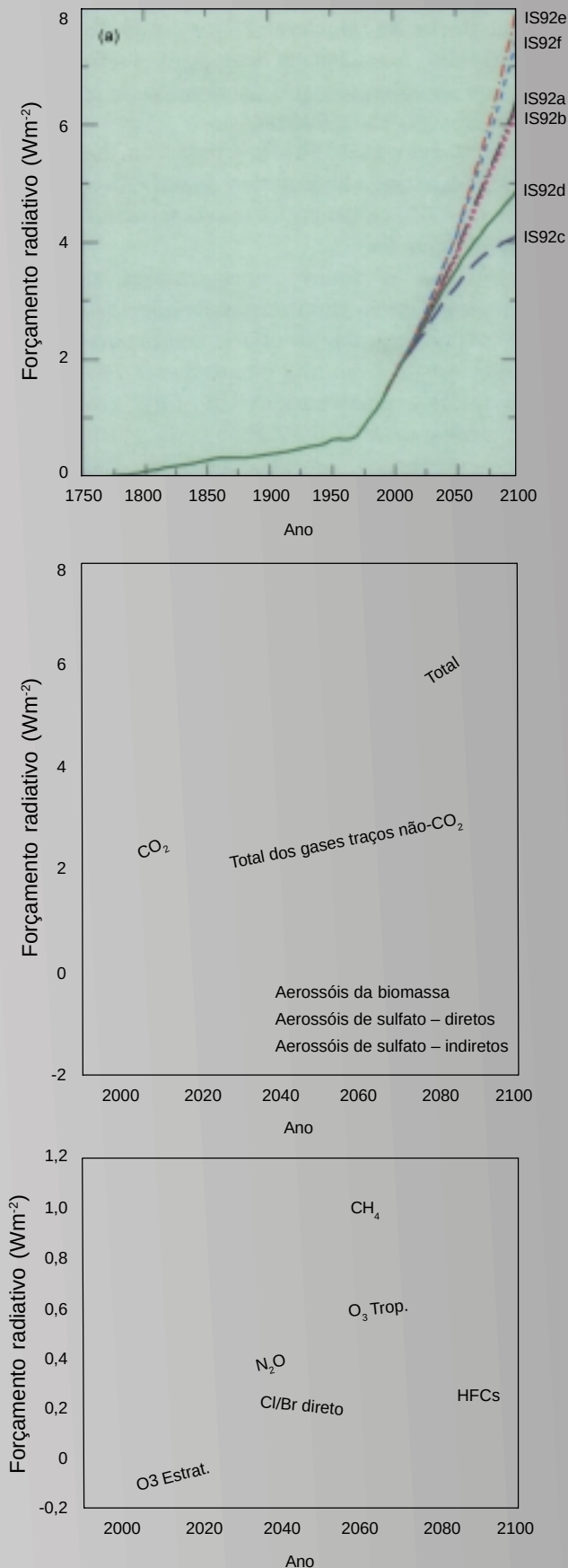
sa foi considerado como 0,2 Wm⁻² após 1990. A provavelmente a parte mais futuro.

a “melhor estimativa” do de 1765 a 1990 (incluindo a seguida, o forçamento 2a a f. As Figuras 6b e c

mostram a contribuição do forçamento radiativo futuro de vários componentes do Cenário IS92a; a maior contribuição é a do CO₂, com um forçamento radiativo de quase +6 Wm⁻² até 2100. O forçamento negativo devido aos aerossóis troposféricos, no sentido da média global, compensa um pouco o forçamento positivo dos gases de efeito estufa. Contudo, como os aerossóis troposféricos variam muito regionalmente, a média global do seu forçamento radiativo não descreve de forma adequada seu possível efeito climático.

As projeções futuras da temperatura e do nível do mar, com base nos cenários de emissões IS92, são discutidas na Seção F.

Figura 6: (a) Média global e anual do forçamento radiativo histórico total de 1765 a 1990 devido a mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e emissões de aerossóis troposféricos e os valores do forçamento radiativo projetado até 2100, derivados do cenário de emissões IS92. (b) Componentes do forçamento radiativo resultantes do cenário de emissões IS92a de 1990 a 2100. A curva do “Total de gases traços não- CO_2 ” inclui o forçamento radiativo do metano (incluindo aumentos relacionados ao metano no vapor d’água estratosférico), óxido nitroso, ozônio troposférico e os halocarbonos (incluindo o efeito do forçamento negativo da destruição do ozônio estratosférico). As emissões dos halocarbonos foram modificadas para levar em conta o Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas. Os três componentes aerossóis são: o sulfato direto, o sulfato indireto e a queima direta de biomassa. (c) Componentes do forçamento radiativo dos gases traços não- CO_2 . O “Cl/Br direto” é o forçamento radiativo direto resultante dos halocarbonos contendo cloro e bromo; supõe-se que as emissões estejam sendo controladas pelo Protocolo de Montreal e seus Ajustes e Emendas. O forçamento indireto desses compostos (por meio da destruição do ozônio estratosférico) é mostrado separadamente (O_3 Estrat.). Todas as outras emissões seguem o Cenário IS92a. O forçamento do ozônio troposférico (O_3 Trop.) leva em conta as mudanças na concentração devidas somente ao efeito indireto do metano.

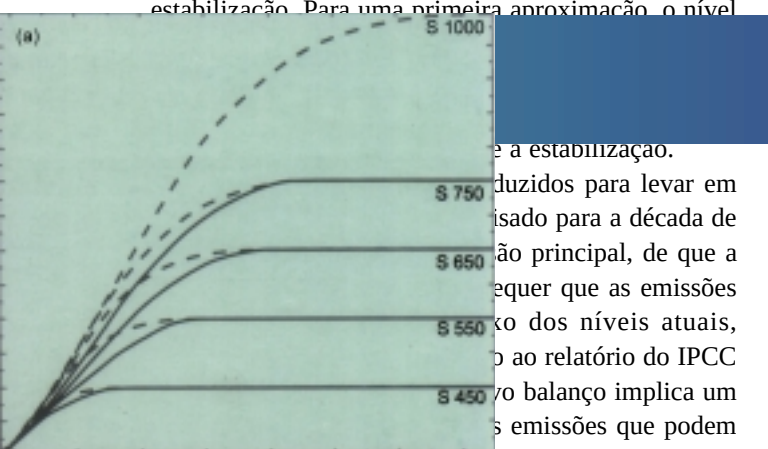


B.9.2 A estabilização das concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis

Uma questão importante a considerar é: como as concentrações de gases de efeito estufa poderão ser estabilizadas no futuro?

Se as emissões globais de CO_2 fossem mantidas próximas aos níveis atuais (1994), conduziriam a uma taxa quase constante de aumento das concentrações atmosféricas por pelo menos dois séculos, alcançando cerca de 500 ppmv (quase o dobro da concentração pré-industrial de 280 ppmv) até o final do século 21.

O IPCC (1994) usou modelos do ciclo do carbono para calcular as emissões de CO_2 que levariam à estabilização em vários níveis diferentes de concentração de 350 a 750 ppmv. Os perfis de concentração adotados que levam à estabilização são apresentados na Figura 7a (com exceção de 350 ppmv). Muitos níveis diferentes de estabilização, escalas de tempo para atingir esses níveis e rotas para a estabilização poderiam ter sido escolhidos. As escolhas feitas não objetivaram ter implicações políticas; o exercício ilustra a relação entre as emissões e as concentrações de CO_2 . Os perfis da Figura 7a adotam uma transição suave da taxa média atual de aumento da concentração de CO_2 para a estabilização. Para uma primeira aproximação, o nível



ser permitidas para atingir a estabilização são até 10% mais baixas do que as apresentadas pelo IPCC (1994). Além disso, esses cálculos foram ampliados para conter trajetórias alternativas de estabilização (Figura 7a) e um nível mais alto de estabilização (1000 ppmv). As trajetórias alternativas adotam emissões mais altas nos primeiros anos, mas exigem reduções mais drásticas das emissões nos anos subsequentes (Figura 7b). O caso de estabilização em 1000 ppmv permite emissões máximas mais altas, mas ainda requer uma queda para os níveis atuais até os próximos 240 anos e mais reduções posteriores (Figura b).

As emissões antrópicas de CO_2 acumuladas de 1991 a 2100 são apresentadas na Tabela 5 para os perfis que

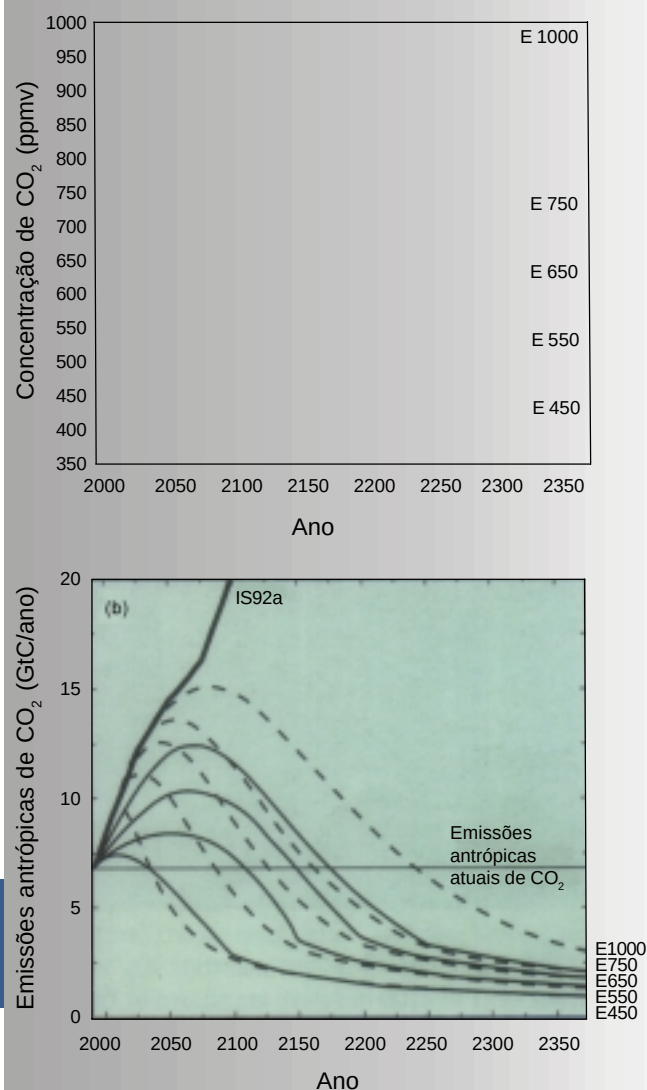


Figura 7: (a) Perfis da concentração de CO_2 que conduzem à estabilização em 450, 550, 650 e 750 ppmv seguindo as trajetórias definidas pelo IPCC (1994) (curvas contínuas) e para as trajetórias que permitem que as emissões sigam o IS92a até pelo menos 2000 (curvas tracejadas). Um único perfil que estabiliza numa concentração de CO_2 de 1000 ppmv e segue as emissões do IS92a até pelo menos 2000 também foi definido. (b) As emissões de CO_2 que levam à estabilização em concentrações de 450, 550, 650, 750 e 1000 ppmv seguindo os perfis mostrados em (a). Emissões antrópicas atuais de CO_2 e do IS92a são apresentadas para comparação. Os cálculos utilizam o modelo de Berna do ciclo do carbono e o balanço do carbono para a década de 80 apresentado na Tabela 2

Tabela 5: Total das emissões antrópicas de CO₂ acumuladas de 1991 a 2100 (GtC). Todos os valores foram calculados usando o balanço do carbono para a década de 1980 apresentado na Tabela 2 e o modelo Bern do ciclo do carbono.

Caso		Emissões acumuladas de CO ₂ 1991 a 2100 (GtC)	
Cenários IS92	c	770	
	d	980	
	b	1430	
	a	1500	
	f	1830	
	e	2190	
		Perfis de concentração A*	Perfis de concentração B [†]
Estabilização em	450 ppmv	630	650
	550 ppmv	870	990
	650 ppmv	1030	1190
	750 ppmv	1200	1300
	1000 ppmv	-	1410

* Como no relatório do IPCC (1994) – ver Figura 7a.

[†] Perfis que permitem que as emissões sigam o IS92a até pelo menos o ano 2000 – ver Figura 7a.

conduzem à estabilização em 450, 550, 650, 750 e 1000 ppmv por meio dos perfis mostrados na Figura 7a e, para comparação, os cenários de emissões IS92. Esses valores são calculados usando o modelo de Berna do ciclo do carbono. Com base nos resultados do IPCC (1994), estima-se que os valores calculados com modelos diferentes do ciclo do carbono possam ser até cerca de 15% mais altos ou mais baixos do que os apresentados neste relatório.

Se as emissões de metano permanecessem constantes nos níveis de 1984-1994 (ou seja, mantendo uma tendência atmosférica de +10 ppbv/ano), a concentração de metano aumentaria para cerca de 1850 ppbv nos próximos 40 anos. Se as emissões de metano permanecessem constantes nos níveis atuais (1994) (ou seja, mantendo uma tendência atmosférica de 8 ppbv/ano), a concentração de metano aumentaria para cerca de 1820 ppbv nos próximos 40 anos. Se as emissões

fossem reduzidas em cerca de 30 Tg(CH₄)/ano (cerca de 8% das emissões antrópicas atuais), as concentrações de CH₄ permaneceriam nos níveis de hoje. Essas estimativas são mais baixas do que as do relatório do IPCC (1994).

Se as emissões de N₂O fossem mantidas constantes nos níveis atuais, a concentração subiria de 312 ppbv para cerca de 400 ppbv ao longo de várias centenas de anos. Para que a concentração seja estabilizada próxima aos níveis atuais, as fontes antrópicas precisariam ser reduzidas em mais de 50%. A estabilização das concentrações de PFCs e SF₆ só pode ser alcançada parando, de fato, as emissões.

Por causa do seu tempo de vida curto, as concentrações futuras de aerossóis troposféricos responderiam quase que instantaneamente às mudanças nas emissões. Por exemplo, o controle das emissões de enxofre reduziria imediatamente a quantidade de aerossóis de sulfato na atmosfera.

C. Tendências e Padrões Observados no Clima e no Nível do Mar

A Seção B demonstrou que as atividades humanas mudaram as concentrações e as distribuições dos gases de efeito estufa e aerossóis no século 20; esta seção discute as mudanças de temperatura, precipitação (e variáveis hidrológicas relacionadas), variabilidade climática e do nível do mar que foram observadas no mesmo período. O fato de as mudanças observadas serem, em parte, induzidas por atividades humanas é considerado na Seção E.

C.1 O clima ficou mais quente?

A temperatura média global do ar na superfície, excluindo a Antártica, é de cerca de 15°C. As mudanças de temperatura de um ano a outro podem ser computadas com muito mais confiança do que a temperatura média global absoluta.

A temperatura média global da superfície aumentou em cerca de 0,3° a 0,6°C desde o final do século 19 e em cerca de 0,2° a 0,3°C nos últimos 40 anos, o período com mais dados confiáveis (ver Figura 8 que mostra dados até o final de 1994). O aquecimento ocorreu principalmente durante dois períodos, entre 1910 e 1940 e desde meados de 1970. A estimativa do aquecimento não mudou de maneira significativa desde os relatórios do IPCC de 1990 e 1992. O aquecimento é evidente

tanto nas temperaturas do ar na superfície do mar quanto na superfície terrestre. A urbanização em geral e a desertificação poderiam ter dado uma pequena contribuição (de alguns centésimos de um grau) para o aquecimento global total, embora as influências da urbanização possam ter sido importantes em algumas regiões. Os indicadores indiretos, como as temperaturas dos furos de sondagem e o encolhimento das geleiras, fornecem apoio independente ao aquecimento observado. Os últimos anos estiveram entre os mais quentes desde 1860, ou seja, no período de registro instrumental.

O aquecimento não foi uniforme globalmente. O calor recente foi maior nos continentes entre 40°N e 70°N. Algumas áreas, como o Oceano Atlântico Setentrional, ao norte de 30°N, e algumas áreas terrestres circunjacentes esfriaram nas últimas décadas (Figura 9).

Como previsto pelo IPCC em 1992 e discutido pelo relatório do IPCC de 1994, foram observadas temperaturas relativamente mais frias na superfície global e troposférica (em cerca de 0,5°C) e uma baixa estratosfera relativamente mais quente (em cerca de 1,5°C) em 1992 e no início de 1993, em seguida à erupção do Monte Pinatubo. Temperaturas mais quentes na superfície e na baixa troposfera e uma baixa estratosfera mais fria reapareceram em 1994 em seguida à remoção, por meio de processos naturais, dos aerossóis do Monte Pinatubo da estratosfera.

A tendência geral para uma variação reduzida da temperatura diária sobre a terra, pelo menos desde a

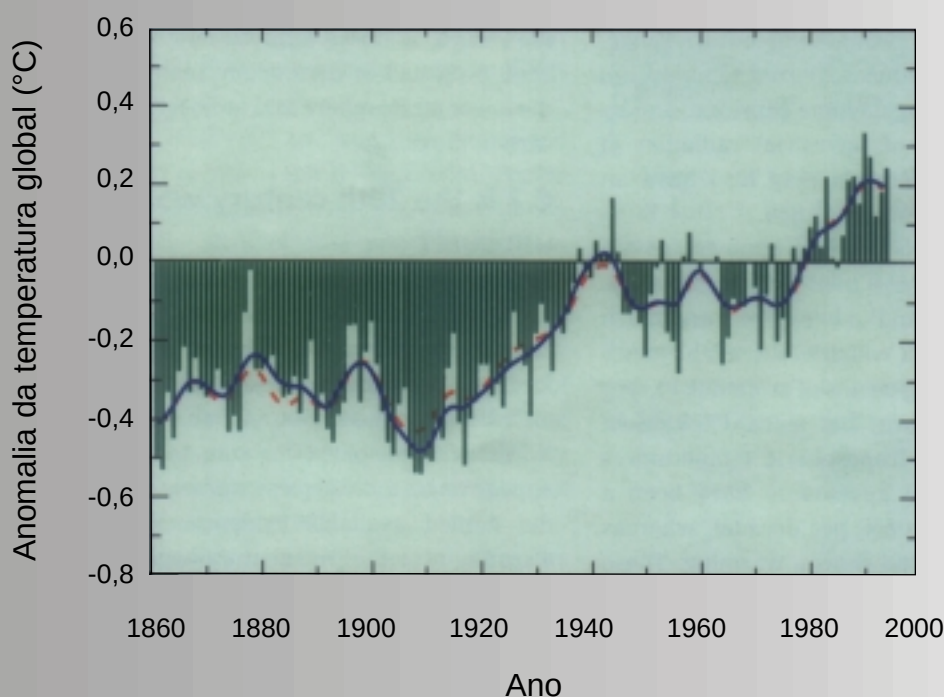
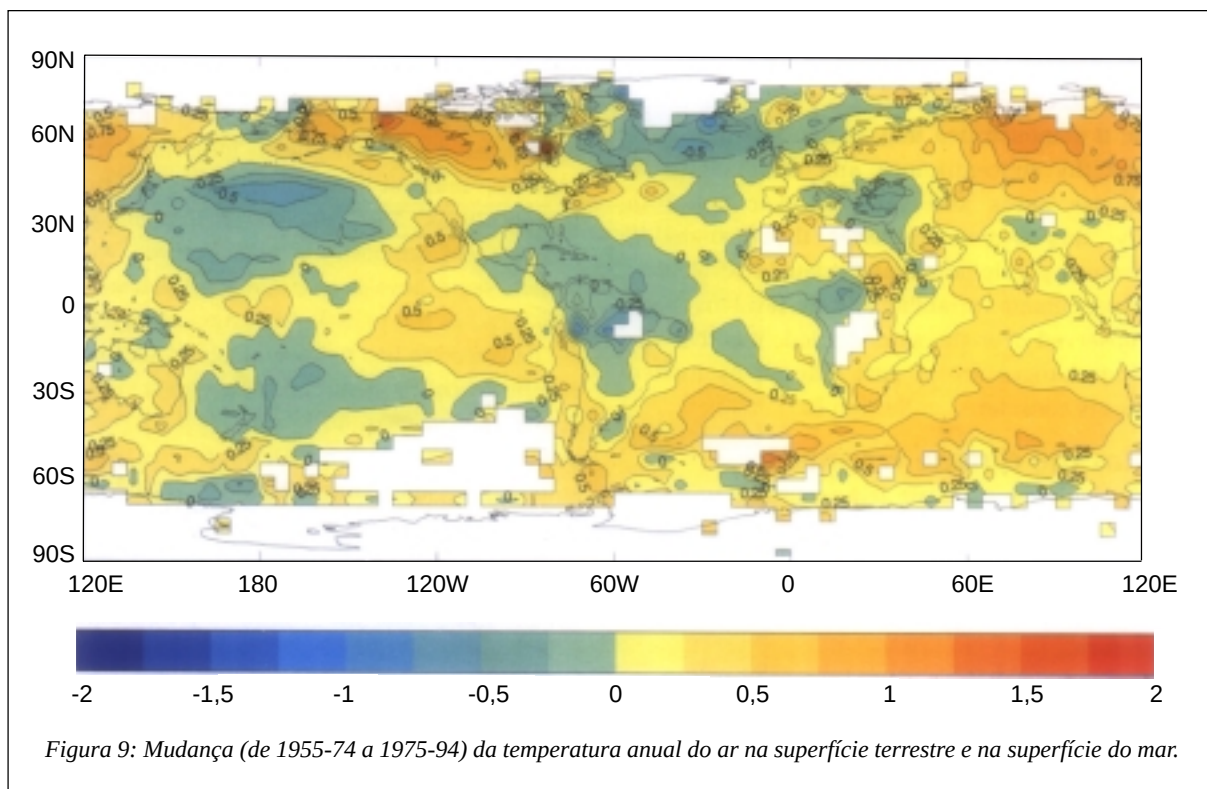


Figura 8: Temperaturas combinadas do ar na superfície terrestre e na superfície do mar (°C) de 1861 a 1994, relativas a 1961 a 1990. A curva contínua representa um ajuste dos valores anuais mostrados pelos traços para suprimir as variações subdecenais de escala de tempo. A curva tracejada ajustada é o resultado correspondente do relatório do IPCC (1992).



metade do século 20, observada pelo IPCC (1992), foi confirmada com mais dados (com análises relativas a mais de 40% da área terrestre global). A variação diminuiu em muitas áreas porque as noites aqueceram-se mais do que os dias. As temperaturas mínimas aumentaram, em geral, duas vezes mais do que as temperaturas máximas nos últimos 40 anos. Uma explicação provável, além dos efeitos do aumento dos gases de efeito estufa, é o aumento da nebulosidade que foi observado em muitas áreas com variação reduzida da temperatura diurna. O aumento das nuvens reduz a variação da temperatura diurna tanto por obstruir a luz do sol durante o dia como por evitar que a radiação terrestre escape à noite. Os aerossóis antrópicos também podem influenciar a variação da temperatura diária.

As tendências da temperatura na atmosfera livre são mais difíceis de determinar do que na superfície, visto haver menos dados e os registros serem muito mais reduzidos. Os dados de radiossonda disponíveis desde a década de 1950 mostram tendências de aquecimento de cerca de $0,1^{\circ}\text{C}$ por década, como na superfície, mas, desde 1979, quando passaram a existir dados de satélite sobre as temperaturas troposféricas globais, parece ter havido um leve esfriamento (cerca de $-0,06^{\circ}\text{C}$ por década), embora as medições da superfície ainda apresentem um aquecimento. Essas tendências aparentemente contraditórias podem ser reconciliadas se as diversas respostas da troposfera e da superfície aos eventos de curto prazo, como as erupções vulcânicas e o El Niño, são levadas em conta. Após os ajustes

a esses efeitos transientes, tanto os dados troposféricos como os de superfície indicam um leve aquecimento (cerca de $0,1^{\circ}\text{C}$ por década para a troposfera e quase $0,2^{\circ}\text{C}$ por década na superfície) desde 1979.

O esfriamento na baixa estratosfera foi observado desde 1979, tanto por satélites quanto por balões de tempo, como observado pelo IPCC em 1992 e em 1994. As temperaturas estratosféricas globais médias atuais são as mais frias observadas no período relativamente curto de registro. Uma temperatura estratosférica reduzida foi projetada, acompanhando tanto as perdas de ozônio na baixa estratosfera como os aumentos atmosféricos de dióxido de carbono.

C.2 É incomum o aquecimento do século 20?

Para definir se o aquecimento do século 20 faz parte da variabilidade natural do sistema climático ou é uma resposta ao forçamento antrópico, é necessário dispor de informações sobre a variabilidade climática em escalas de tempo apropriadas. Como média para o verão no Hemisfério Norte, as últimas décadas parecem ser as mais quentes desde pelo menos 1400, a partir das evidências limitadas disponíveis (Figura 10). O aquecimento do século passado começou durante um dos períodos mais frios dos últimos 600 anos. Os dados anteriores a 1400 são insuficientes para fornecer estimativas da temperatura hemisférica. Os dados dos testemunhos de gelo de vários lugares sugerem que o

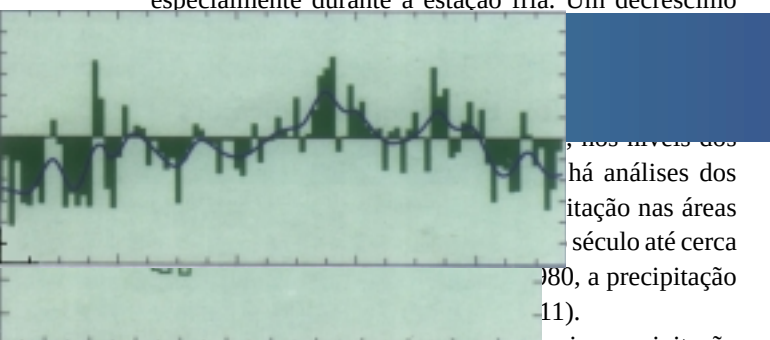
século 20 é pelo menos tão quente quanto qualquer século nos últimos 600 anos, embora o aquecimento recente não seja excepcional em nenhum lugar.

Mudanças climáticas grandes e rápidas ocorreram durante o último período glacial (por volta de 20.000 a 100.000 anos atrás) e durante o período de transição para o período interglaciário atual (os últimos 10.000 anos, conhecidos como a época holocena). Mudanças na temperatura média anual de cerca de 5°C ocorreram ao longo de algumas décadas, pelo menos na Groenlândia e no Atlântico Norte e, provavelmente, estavam relacionadas com as mudanças na circulação oceânica. Essas mudanças rápidas sugerem que o clima pode ser bastante sensível aos forçamentos climáticos e a *feedbacks* internos ou externos. A possível relevância dessas mudanças climáticas rápidas para o clima futuro é discutida na Seção F.5.

As temperaturas variaram menos nos últimos 10.000 anos. Com base nas evidências incompletas disponíveis, é improvável que as temperaturas médias globais tenham variado mais do que 1°C, em um século, durante esse período.

C.3 O clima ficou mais úmido?

Como observado pelo IPCC (1992), a precipitação sobre o solo aumentou nas altas latitudes do Hemisfério Norte, especialmente durante a estação fria. Um decréscimo



na evidência que sugerem uma maior precipitação no Oceano Pacífico equatorial central nas últimas décadas, com reduções ao norte e ao sul. A falta de dados impede que cheguemos a conclusões seguras sobre outras mudanças da precipitação nos oceanos.

As estimativas sugerem que a evaporação pode ter aumentado nos oceanos tropicais (embora não em toda a parte) mas diminuiu em grandes porções da Ásia e América do Norte. Foi observado também um aumento do vapor d'água atmosférico nos trópicos, pelo menos desde 1973.

A nebulosidade parece ter aumentado desde a década de 50 nos oceanos. Em muitas áreas terrestres, onde a variação da temperatura diária diminuiu (ver Seção C.1), a nebulosidade aumentou da década de 50 até, pelo menos, a década de 70.

A extensão da camada de neve na superfície terrestre

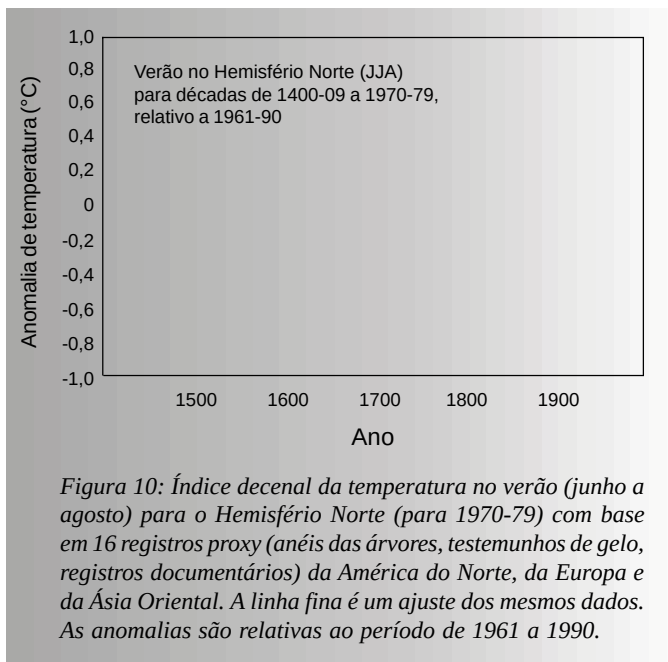


Figura 10: Índice decenal da temperatura no verão (junho a agosto) para o Hemisfério Norte (para 1970-79) com base em 16 registros proxy (anéis das árvores, testemunhos de gelo, registros documentários) da América do Norte, da Europa e da Ásia Oriental. A linha fina é um ajuste dos mesmos dados. As anomalias são relativas ao período de 1961 a 1990.

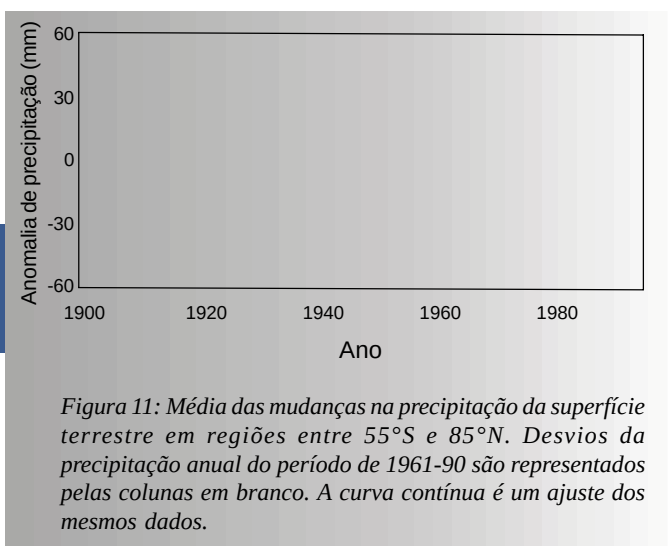
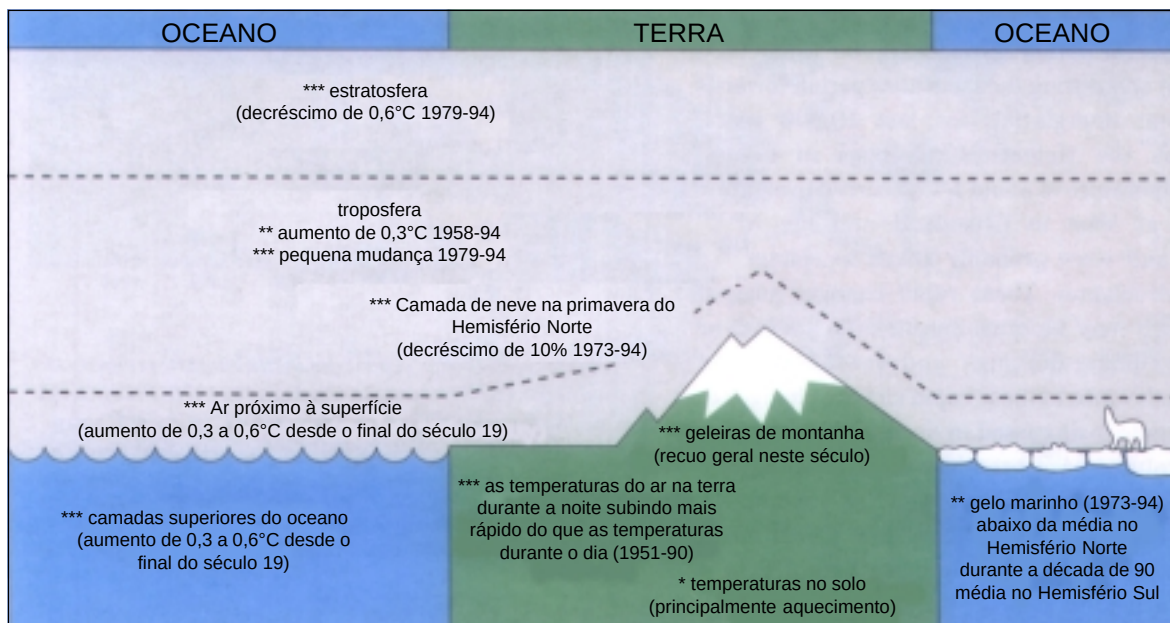


Figura 11: Média das mudanças na precipitação da superfície terrestre em regiões entre 55°S e 85°N. Desvios da precipitação anual do período de 1961-90 são representados pelas colunas em branco. A curva contínua é um ajuste dos mesmos dados.

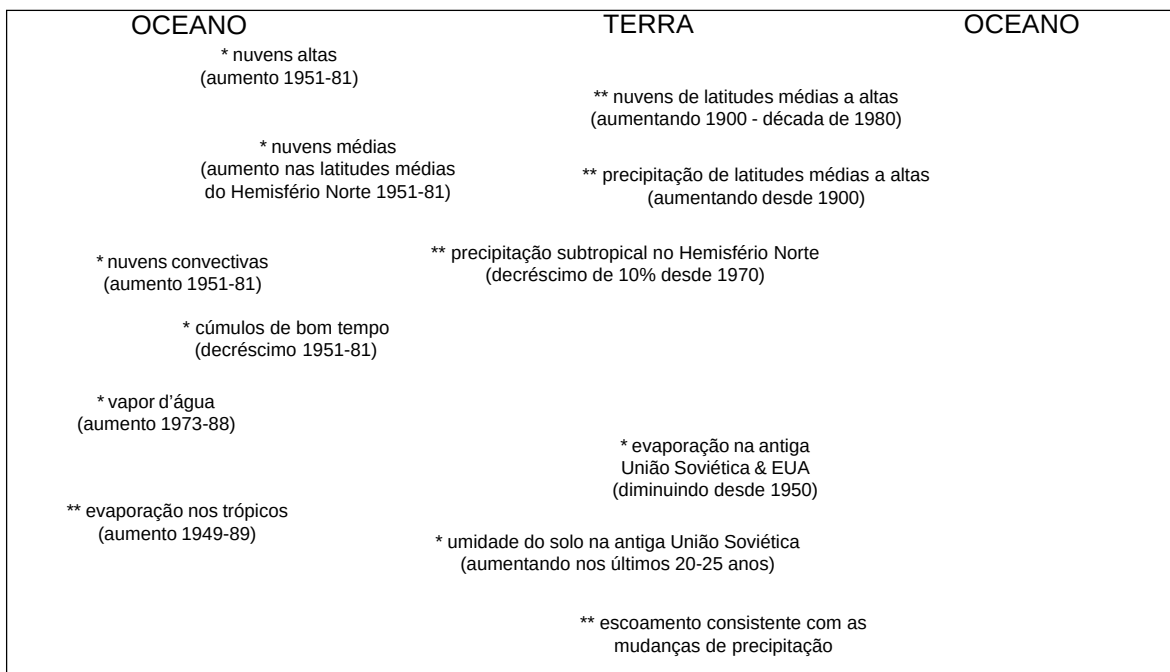
do Hemisfério Norte tem estado consistentemente abaixo da média de 21 anos (1974 a 1994) desde 1988. O *feedback* da radiação da neve ampliou o aquecimento durante a primavera nas áreas terrestres de latitudes média e alta no Hemisfério Norte.

Um resumo das tendências climáticas observadas é apresentado na Figura 12.

(a) Indicadores de temperatura



(b) Indicadores hidrológicos



Os asteriscos indicam o nível de confiabilidade (ou seja, avaliação): *** alto, ** médio, * baixo

Figura 12: Resumo das tendências climáticas observadas no período de registro instrumental.

C.4 O nível do mar subiu?

Nos últimos 100 anos, o nível do mar global subiu em cerca de 10 a 25 cm, com base nas análises dos registros de marégrafo. Uma grande fonte de incerteza na estimativa da taxa de aumento é a influência dos movimentos terrestres verticais, que são incluídos nas medições do nível do mar feitas pelos marégrafos. Desde o relatório do IPCC (1992), métodos aperfeiçoados para filtrar os efeitos dos movimentos terrestres verticais de longo prazo, bem como uma maior confiabilidade dos registros mais longos de marégrafo para estimar as tendências, forneceram maior segurança sobre o fato de que o volume da água dos oceanos tem, de fato, aumentado e provocado aumento do nível do mar dentro da variação indicada.

É provável que grande parte do aumento no nível do mar tenha estado relacionado com o aumento simultâneo da temperatura global nos últimos 100 anos. Nessa escala de tempo, o aquecimento e a conseqüente expansão dos oceanos podem responder por cerca de 2 a 7 cm do aumento observado no nível do mar, enquanto que o recuo das geleiras e calotas de gelo observado pode responder por cerca de 2 a 5 cm. Outros fatores são mais difíceis de quantificar. As mudanças na armazenagem d'água superficial ou no solo podem ter causado uma pequena mudança no nível do mar nos últimos 100 anos. A taxa de aumento observada do nível do mar sugere que houve uma contribuição líquida positiva dos grandes mantos de gelo da Groenlândia e da Antártica, mas as observações dos mantos de gelo ainda não permitem que se façam estimativas quantitativas significativas de suas distintas contribuições. Os mantos de gelo continuam sendo uma grande fonte de incerteza na avaliação das mudanças passadas do nível do mar, porque não há dados suficientes sobre esses mantos de gelo nos últimos 100 anos.

C.5 O clima ficou mais variável e/ou extremo?

Muitos dos efeitos da mudança do clima podem resultar das mudanças na variabilidade climática ou nos eventos climáticos extremos. Alguns relatórios já sugeriram que aconteceu um aumento da variabilidade ou dos extremos nas últimas décadas. Os registros meteorológicos confirmam isso?

Não há dados adequados para determinar se ocorreram mudanças globais consistentes na variabilidade climática ou nos extremos no século 20. Em escalas regionais, há evidência clara de mudanças em alguns indicadores de extremos e de variabilidade climática (por exemplo, menos geadas em várias áreas separadas; um aumento na proporção de chuvas de eventos extremos em estados contíguos dos EUA). Algumas dessas mudanças tenderam para o aumento da variabilidade, outras para a diminuição da variabilidade.

Houve episódios relativamente freqüentes da fase quente do El Niño/Oscilação Sul, com apenas raras excursões ao outro extremo do fenômeno desde 1977, como observado pelo IPCC (1990). Esse comportamento, e especialmente a persistente fase quente de 1990 a meados de 1995, é incomum nos últimos 120 anos (ou seja, desde o início dos registros instrumentais). A quantidade de chuva relativamente baixa das áreas terrestres subtropicais nas últimas duas décadas está relacionada com esse comportamento.

Quadro 2: Que ferramentas são utilizadas para projetar o clima futuro e como são usadas?

O clima futuro é projetado com o uso de modelos climáticos. Os modelos climáticos mais desenvolvidos são os modelos de circulação geral da atmosfera e do oceano (MCGs). Muitas vezes, os MCGs da atmosfera e dos oceanos, desenvolvidos como modelos separados, são combinados para gerar um MCG acoplado (chamado aqui de modelo acoplado atmosfera-oceano). Esses modelos também incluem representações dos processos solo-superfície, processos relacionados com o gelo marinho e muito outros processos complexos envolvidos no sistema climático. Os MCGs baseiam-se em leis físicas que descrevem a dinâmica e a física atmosféricas e oceânicas, baseiam-se também nas relações empíricas e sua representação como equações matemáticas. Essas equações são solucionadas numericamente com computadores, usando uma malha tridimensional do globo. Para o clima, as resoluções típicas utilizadas são de cerca de 250 km na horizontal e 1 km na vertical nos MCGs atmosféricos, freqüentemente com maior resolução vertical próximo à superfície e resolução mais baixa na alta troposfera e estratosfera. Muitos processos físicos, como os relacionados com as nuvens, acontecem em escalas espaciais muito menores e, portanto, não podem ser resolvidos e modelados explicitamente de forma apropriada, mas seus efeitos médios devem ser incluídos de forma simples, aproveitando as relações de base física com as variáveis de maior escala (uma técnica conhecida como parameterização).

Previsões do tempo úteis podem ser feitas utilizando os MCGs atmosféricos para períodos em torno de até dez dias. Tais previsões simulam a evolução dos sistemas do tempo e descrevem o tempo correspondente. Para a simulação e projeção do clima, por outro lado, o que é de interesse é a estatística do sistema, ao invés da evolução do tempo de um dia para o outro. As estatísticas incluem medições da variabilidade como condições médias e são tomadas de muitos sistemas de tempo e para vários meses ou mais.

Quando um modelo é empregado para a projeção do clima, é rodado primeiro para muitas décadas, simulado sem qualquer mudança no forçamento externo do sistema. A qualidade da simulação pode ser avaliada comparando-se as estatísticas do clima médio, o ciclo anual e a variabilidade em diferentes escalas de tempo com as observações do clima atual.

O modelo é então rodado com mudanças no forçamento externo, mudando, por exemplo, as concentrações de gases de efeito estufa. As diferenças entre os dois climas fornecem uma estimativa da mudança do clima resultante devida a mudanças naquele fator de forçamento. O objetivo dessa estratégia é simular mudanças ou perturbações do sistema, superando parcialmente algumas imperfeições dos modelos.

Os modelos acoplados atmosfera-oceano abrangentes são muito complexos e precisam de vastos recursos de computador para serem rodados. Para explorar, de forma mais completa, todos os cenários possíveis e os efeitos das suposições ou aproximações dos parâmetros no modelo, modelos mais simples também são usados amplamente e construídos para dar resultados semelhantes aos MCGs quando é feita a média global. As simplificações podem envolver uma resolução mais baixa e processos dinâmicos e físicos simplificados. Um exemplo é o modelo difusão por ressurgência/balanco de energia. Ele representa as áreas terrestres e oceânicas em cada hemisfério como “caixas” separadas, com difusão vertical e ressurgência para modelar o transporte de calor dentro do oceano.

Os primeiros experimentos climáticos, usando MCGs atmosféricos acoplados a uma representação simples do oceano, objetivavam quantificar uma resposta climática de equilíbrio a uma duplicação da concentração de CO₂ (equivalente) na atmosfera. Tal resposta retrata o ajuste final do clima à concentração alterada de CO₂ (ver Glossário). A variação dos resultados do aquecimento global fica, em geral, entre 1,5 e 4,5°C. A evolução temporal e os padrões regionais da mudança do clima podem depender significativamente da dependência do tempo da mudança no forçamento. É importante, portanto, fazer projeções futuras usando cenários plausíveis de evolução do forçamento antrópico e modelos acoplados atmosfera-oceano para que a resposta do clima ao forçamento seja simulada de forma apropriada. Essas simulações do clima são sempre chamadas de “experimentos transientes” (ver Glossário) em contraste a uma resposta de equilíbrio.

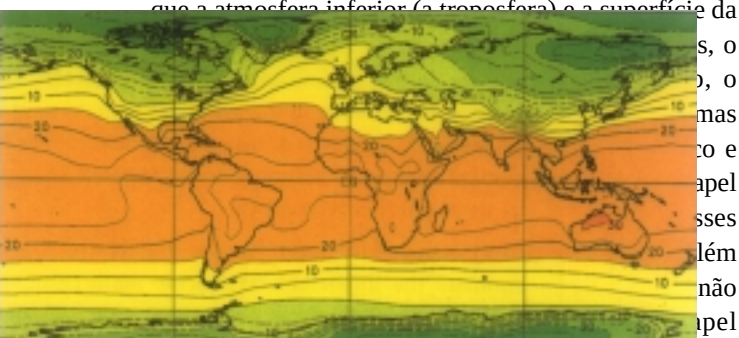
As principais incertezas nas simulações dos modelos resultam das dificuldades em representar de forma adequada as nuvens e suas propriedades radiativas, a acoplagem entre a atmosfera e o oceano e os processos detalhados na superfície terrestre.

D. Modelagem do Clima e da Mudança do Clima

Os modelos climáticos que incorporam, em vários graus de complexidade, as descrições matemáticas da atmosfera, dos oceanos, da terra, da biosfera e da criosfera são ferramentas importantes para entender o clima e a mudança do clima passada, presente e futura. Esses modelos, que usam principalmente leis físicas e relações empíricas com base física, são muito mais completos do que, por exemplo, os modelos baseados em relações estatísticas usadas em disciplinas menos quantitativas. Projeções detalhadas da futura mudança do clima baseiam-se muito nos modelos acoplados atmosfera-oceano (ver Quadro 2). Qual é o grau de confiança que devemos ter nas previsões desses modelos?

D.1 A base da confiança nos modelos climáticos

Como discutido na Seção B, as mudanças nos gases traços radiativamente ativos na atmosfera produzem forçamento radiativo. Para as concentrações de CO₂ equivalente iguais ao dobro da concentração pré-industrial, o forçamento radiativo positivo é de cerca de +4 Wm⁻². Para recuperar o balanço radiativo outras mudanças no clima devem ocorrer. A reação inicial é que a atmosfera inferior (a troposfera) e a superfície da



importante dos modelos é simular possíveis respostas climáticas de escala continental e regional.

Os modelos climáticos incluem, com base no nosso conhecimento atual, os mais importantes processos físicos de grande escala que regem o sistema climático. Os modelos climáticos melhoraram desde o relatório do IPCC (1990), assim como nosso entendimento da complexidade do sistema climático e o reconhecimento da necessidade de incluir processos adicionais.

A fim de avaliar o valor de um modelo para as projeções do clima no futuro, seu clima simulado pode ser comparado às características conhecidas do clima atual observado e, em um grau menos satisfatório, às informações mais limitadas de estados climáticos bastante diferentes no passado. É importante perceber que embora um modelo possa ter deficiências, ainda pode ser útil na quantificação da resposta do clima ao

(a) Temperatura observada do ar na superfície (°C) dezembro-fevereiro



(b) Modelo da temperatura média do ar na superfície



(c) Taxa observada de precipitação (mm/dia) junho-agosto



(d) Modelo da taxa média de precipitação

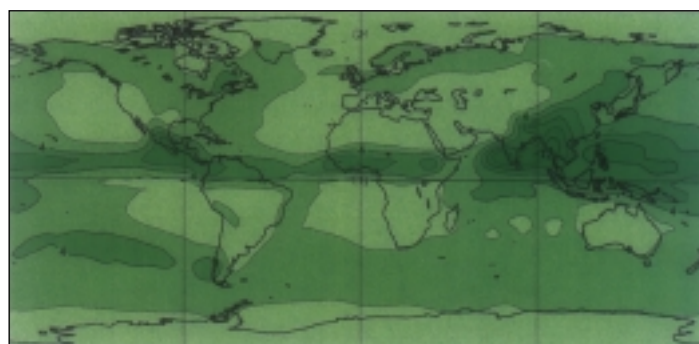


Figura 13: A distribuição geográfica da temperatura da superfície de dezembro a fevereiro (a) e precipitação de junho a agosto (c) em comparação com as simulações dos modelos acoplados abrangentes do tipo usado para a projeção do clima (b) e (d).

forçamento climático antrópico (ver também Quadro 2). Vários fatores nos dão alguma confiança na habilidade dos modelos climáticos de simular aspectos importantes da mudança do clima antrópica em resposta a mudanças previstas na composição atmosférica:

(i) Os melhores modelos climáticos são capazes de simular bem as características importantes de grande escala dos componentes do sistema climático, incluindo as variações sazonais, geográficas e verticais, que são uma consequência da variação do forçamento e da dinâmica no espaço e no tempo. Por exemplo, a Figura 13 apresenta a distribuição geográfica da temperatura da superfície de dezembro a fevereiro e da precipitação de junho a agosto, simulada por modelos acoplados atmosfera-oceano abrangentes, do tipo usado para a previsão do clima, em comparação com as observações. As características de grande escala são razoavelmente bem captadas pelos modelos, embora maiores discrepâncias possam ser vistas em escalas regionais. Outras estações também são bem simuladas, indicando a habilidade dos modelos de reproduzirem o ciclo sazonal em resposta a mudanças no forçamento solar. O avanço feito em relação ao relatório do IPCC (1990) é de que esse nível de precisão é obtido em modelos com um oceano inteiramente interativo, em comparação à maioria dos modelos, que empregou esquemas mais simples usados em 1990.

(ii) Muitas mudanças climáticas são projetadas de forma coincidente por diferentes modelos em resposta aos gases de efeito estufa e aerossóis e podem ser explicadas em termos de processos físicos que operam no mundo real, como por exemplo, o aquecimento máximo nas altas latitudes nortes no inverno (ver Seção F).

(iii) Os modelos reproduzem com fidelidade razoável outras variações menos óbvias no clima devidas às mudanças no forçamento:

- Alguns modelos atmosféricos, quando forçados com variações observadas na temperatura da superfície do mar, podem reproduzir várias variações climáticas regionais, com habilidade de razoável a boa, especialmente em partes dos trópicos e subtrópicos. Por exemplo, são captados aspectos das flutuações atmosféricas interanuais de grande escala no Pacífico tropical relacionadas com o fenômeno El Niño/Oscilação Sul, assim como das variações interanuais das chuvas no nordeste brasileiro e, em um certo grau, das variações decenais das chuvas no Sahel.
- Como discutido pelo IPCC (1994), os aerossóis estratosféricos resultantes da erupção do Monte

Pinatubo em junho de 1991 deram origem a um forçamento radiativo médio global negativo de vida curta na troposfera, cujo pico foi de -3 a -4 Wm^{-2} alguns meses após a erupção e havia praticamente desaparecido até por volta do final de 1994. Um modelo climático foi utilizado para prever as variações da temperatura global entre a época da erupção e o final de 1994 e os resultados ficaram bem próximos das observações (Figura 14). Tal proximidade aumenta a confiança na habilidade dos modelos climáticos de responder de forma realista a forçamentos radiativos transientes de escala planetária e grande magnitude.

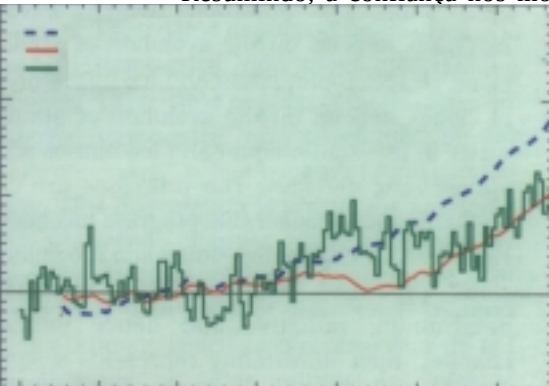
- Os relatórios anteriores do IPCC demonstraram a habilidade dos modelos de simular algumas características conhecidas do paleoclima. Apenas avanços modestos foram feitos nessa área, principalmente por causa da escassez de dados confiáveis para comparação.
- As simulações dos modelos disponíveis atualmente da tendência da temperatura global média da superfície, na última metade do século, mostram maior concordância com as observações quando as simulações incluem o efeito provável dos aerossóis, além dos gases de efeito estufa (Figura 15).

(iv) Os resultados dos modelos exibem variabilidade “natural”, em uma ampla faixa de escalas de tempo e espaço, amplamente comparável à que foi observada. Essa variabilidade “natural” deriva dos processos internos que atuam no sistema climático e não de mudanças no forçamento externo. A variabilidade é um aspecto muito importante do comportamento do sistema climático e tem implicações importantes para a detecção da mudança do clima (ver Seção E). As variações de um ano a outro da temperatura do ar na superfície para o clima atual são razoavelmente realistas nas simulações dos modelos em escalas de tempo maiores. Por exemplo, a variabilidade menor nos oceanos, em comparação com os interiores continentais, é capturada. A variabilidade interanual muito baixa das temperaturas do leste tropical e do Oceano Pacífico central associada ao fenômeno El Niño/Oscilação Sul (ENOS) é uma deficiência. Atualmente, nenhum modelo acoplado atmosfera-oceano simula todos os aspectos dos eventos do ENOS, mas algumas das variações interanuais observadas na atmosfera relacionadas com esses eventos são incorporadas.

Os modelos climáticos são calibrados, em parte, pela introdução de ajustes determinados empiricamente. O exemplo mais notável disso são os ajustes sistemáticos

(os chamados ajustes de fluxo) que são utilizados em alguns modelos na interface atmosfera-oceano para aproximar o clima simulado do estado observado. Esses ajustes são feitos para compensar os erros dos modelos, por exemplo, inadequações na representação das nuvens em modelos atmosféricos. Os ajustes de fluxo, que podem ser bem grandes em alguns modelos, são feitos para assegurar que o clima atual simulado seja realista e, portanto, que os processos de *feedback* do clima operem na variação apropriada nas simulações da mudança do clima. Muitas características da resposta dos modelos, com e sem ajustes de fluxo, a uma maior quantidade de gases de efeito estufa são qualitativamente semelhantes. As diferenças mais significativas na mudança do clima simulada geralmente remontam a deficiências na simulação do clima atual nos modelos não-ajustados, como por exemplo, erros sistemáticos no gelo marinho. O que mais se desconhece sobre o uso de ajustes nos modelos é em que grau eles permitem que processos não-lineares importantes operem nos modelos. Eles foram testados, com um bom nível de sucesso, com variações climáticas conhecidas, incluindo o ciclo sazonal e as perturbações mencionadas acima. Isso fornece uma certa confiança no seu uso para as perturbações climáticas futuras causadas por atividades humanas.

Resumindo, a confiança nos modelos climáticos



...ais que servirão
...aperfeiçoamentos
...ação com sucesso
...a microfísica das
...ossóis de sulfato)
...erfeiçoamento da
...anças observadas
...or confiança será
...continuem sendo

D.2 Feedbacks e incertezas dos modelos climáticos

O aquecimento proveniente do forçamento radiativo será modificado pelos *feedbacks* climáticos que podem ampliar (um *feedback* positivo) ou reduzir (um *feedback* negativo) a resposta inicial. A resposta de equilíbrio provável da temperatura global da superfície a uma duplicação da concentração de dióxido de carbono equivalente (a “sensibilidade climática”) foi estimada em 1990 variando entre 1,5 e 4,5°C, com uma “melhor estimativa” de 2,5°C. A faixa de estimativa origina-se das incertezas nos modelos climáticos e nos seus *feedbacks* internos, principalmente em relação às nuvens e processos relacionados. Não surgiram razões fortes para alterar essas estimativas da sensibilidade

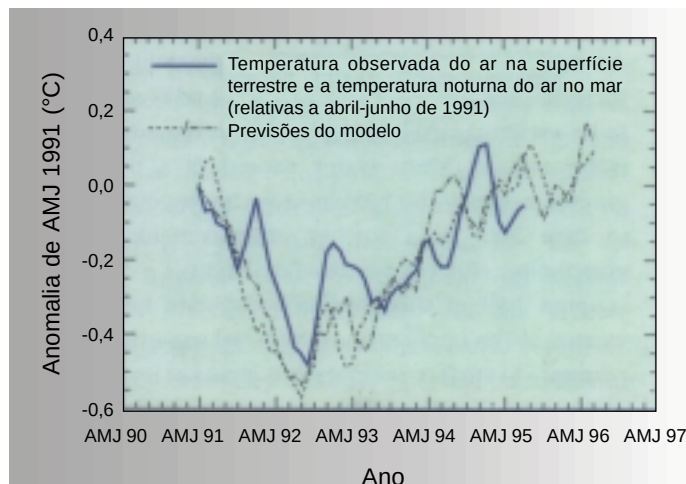


Figura 14: Mudanças previstas e observadas na temperatura global do ar na superfície terrestre e do mar após a erupção do Monte Pinatubo. As linhas representam mudanças na média móvel de três meses da temperatura, de abril a junho de 1991 até março a maio de 1995. As duas linhas do modelo representam previsões a partir de condições atmosféricas iniciais diferentes.

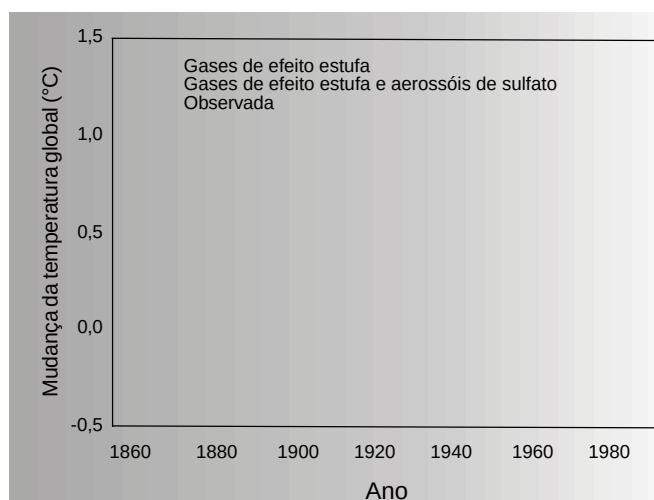


Figura 15: Simulação do aquecimento médio anual global de 1860 a 1990 permitindo aumentos apenas nos gases de efeito estufa (curva tracejada) e gases de efeito estufa e aerossóis de sulfato (curva contínua), em comparação com as mudanças observadas no mesmo período.

climática. As atividades atuais relacionadas com a incorporação desses processos de *feedback* aos modelos são descritas abaixo.

Feedback do vapor d'água

Um aumento da temperatura da atmosfera amplia sua capacidade de retenção de água e deve ser seguido por um aumento da quantidade de vapor d'água. Como o vapor d'água é um poderoso gás de efeito estufa, o aumento do vapor d'água levaria, por sua vez, a um aumento do efeito estufa (um *feedback* positivo).

Cerca da metade desse *feedback* depende do vapor d'água na alta troposfera, cuja origem e resposta ao aumento da temperatura da superfície não são completamente compreendidas. O *feedback* do vapor d'água na baixa atmosfera é inquestionavelmente positivo e a preponderância das evidências aponta para a mesma conclusão em relação ao vapor d'água da alta troposfera. Os *feedbacks* resultantes das mudanças na redução da temperatura com a altura podem compensar parcialmente o *feedback* do vapor d'água.

Feedback das nuvens/feedback radiativo

Vários processos estão envolvidos no *feedback* das nuvens e no *feedback* radiativo. As nuvens podem tanto absorver e refletir a radiação solar (o que esfria a superfície) como absorver e emitir radiação de ondas longas (o que aquece a superfície), dependendo da altura, espessura e das propriedades radiativas das nuvens. As propriedades radiativas das nuvens dependem da evolução da água atmosférica em suas fases vaporosa, líquida e congelada e dos aerossóis atmosféricos. Os processos são complexos e, embora avanços consideráveis tenham sido feitos desde o relatório do IPCC (1990) na descrição e modelagem desses processos mais importantes das nuvens para determinar as mudanças radiativas e, portanto, de temperatura, suas incertezas representam uma fonte significativa de erro potencial na simulação do clima.

Esse erro potencial pode ser estimado primeiro observando que se as nuvens e o gelo marinho são mantidos fixos, de acordo com suas distribuições e propriedades observadas, todos os modelos climáticos relatariam sensibilidades climáticas entre 2 e 3°C. Os elaboradores de modelos mostraram para várias suposições que mudanças fisicamente plausíveis na distribuição das nuvens poderiam até dobrar o aquecimento esperado para as nuvens fixas ou, por outro lado, reduzi-lo em até 1°C. A variação da sensibilidade climática estimada de 1,5 a 4,5°C é amplamente ditada por essa incerteza.

Circulação oceânica

Os oceanos desempenham um papel importante no clima porque carregam grandes quantidades de calor dos trópicos aos pólos. Também armazenam grandes quantidades de calor, carbono e CO₂ e são uma grande

fonte de água para a atmosfera (através da evaporação). O acoplamento de MCGs atmosféricos e oceânicos (ver Quadro 2) melhora o realismo físico dos modelos usados para projetar a mudança do clima futura, em particular o tempo e a distribuição regional das mudanças.

Vários modelos mostram uma redução ou um aumento apenas marginal nas temperaturas da superfície do mar no norte do Atlântico Setentrional em resposta ao aumento dos gases de efeito estufa, relativos a um abrandamento da circulação termohalina à medida que o clima esquenta. Isso representa um *feedback* negativo da temperatura local, embora as mudanças na nebulosidade possam ser um fator importante. A principal influência dos oceanos nas simulações da mudança do clima ocorre por causa da sua grande capacidade térmica, que introduz um atraso no aquecimento, que não é uniforme espacialmente.

Feedback do albedo do gelo e da neve

Uma superfície coberta de gelo ou neve reflete fortemente a radiação solar (ou seja, ela tem um “albedo” alto). À medida que um pouco de gelo derrete na superfície mais quente, menos radiação solar é refletida, provocando mais aquecimento (um *feedback* positivo), mas isso se torna mais complicado por causa das nuvens, passagens (áreas de mar aberto no gelo marinho) e da camada de neve.

O realismo da camada simulada de gelo marinho varia de forma considerável entre os modelos, embora os modelos de gelo marinho que incluem a dinâmica do gelo estejam apresentando uma exatidão cada vez maior.

Interações solo-superfície/atmosfera

As mudanças antrópicas do clima, como por exemplo, temperatura mais elevada, mudanças na precipitação, mudanças no aquecimento radiativo líquido e os efeitos diretos do CO₂, influenciarão o estado da superfície terrestre (umidade do solo, albedo, rugosidade, vegetação). Por sua vez, a superfície terrestre alterada pode produzir um *feedback* e alterar a atmosfera superior (precipitação, vapor d'água, nuvens). As mudanças na composição e estrutura dos ecossistemas podem alterar não apenas o clima físico, mas também os ciclos biogeoquímicos (ver Seção B). Embora os esquemas terra-superfície usados nos MCGs atuais possam ser mais sofisticados do que os do relatório do IPCC (1990), não diminuiu a disparidade entre os modelos na simulação da umidade do solo e do calor da superfície e dos fluxos de umidade. Permanece baixo o grau de confiança no cálculo das projeções regionais das mudanças na umidade do solo em resposta ao forçamento dos gases de efeito estufa e aerossóis.

As mudanças na vegetação podem potencialmente modificar ainda mais o clima local e regional, alterando a

troca de água e energia entre a superfície terrestre e a atmosfera. Por exemplo, as florestas, alastrando-se para a tundra em um mundo mais quente, absorveriam uma proporção maior de energia solar e aumentariam o aquecimento. Esse *feedback* seria modificado pelas mudanças no uso da terra, tais como o desflorestamento. Os modelos acoplados atmosfera-oceano usados nos estudos da mudança do clima ainda não incluem tais interações entre o clima e a vegetação e tais *feedbacks* podem ter efeitos importantes sobre a projeção da mudança do clima regional.

E. Detecção da Mudança do Clima e Atribuição de Causas

É importante fazer a seguinte pergunta: o registro instrumental da mudança da temperatura mostra uma evidência convincente do efeito humano sobre o clima global? Com relação ao aumento da temperatura média global nos últimos 100 anos, o IPCC (1990) concluiu que o aquecimento observado foi “bastante coerente com as previsões dos modelos climáticos, mas também é da mesma magnitude que a variabilidade climática natural”. O relatório prosseguiu explicando que “o aumento observado poderia dever-se amplamente a essa variabilidade natural; alternativamente, essa variabilidade e outros fatores humanos poderiam ter compensado um aquecimento ainda maior devido ao efeito estufa produzido pelo homem”.

Desde o relatório do IPCC (1990), avanços consideráveis foram feitos na busca por um efeito identificável induzido pelo homem no clima.

E.1 Melhores simulações para definir um “sinal” da mudança do clima induzida pelo homem

Os experimentos com MCGs estão começando a incorporar agora um pouco do forçamento devido às mudanças induzidas pelo homem nos aerossóis de sulfato e no ozônio estratosférico. A inclusão desses fatores adicionais modificou de maneira importante o quadro de como o clima pode responder às influências humanas. Além disso, agora nós dispomos de informações sobre os padrões espaciais e temporais da mudança do clima induzida pelo homem em um número grande (>18) de experimentos transientes, nos quais os modelos acoplados atmosfera-oceano são forçados por mudanças passadas e/ou projetadas para o futuro e dependentes do tempo, na concentração de CO₂ (usada como substituta para representar o efeito combinado da concentração de CO₂ e outros gases de efeito estufa bem misturados; ver “CO₂ equivalente” no Glossário). Alguns desses experimentos foram repetidos com forçamentos idênticos, mas a partir de um estado inicial do clima ligeiramente diferente. Tais

repetições ajudam a melhor definir a resposta esperada do clima ao aumento dos gases de efeito estufa e aerossóis. Contudo, incertezas importantes permanecem; por exemplo, nenhum modelo incorporou a faixa completa de efeitos do forçamento antrópico.

E.2 Melhores simulações para estimar a variabilidade climática interna natural

Nos dados observados, qualquer “sinal” dos efeitos humanos sobre o clima deve ser distinguido do “ruído” de fundo das flutuações climáticas de origem inteiramente natural. Tais flutuações naturais ocorrem em várias escalas espaciais e temporais e podem ser puramente internas (devidas a interações complexas entre os diversos componentes do sistema climático, tais como a atmosfera e o oceano) ou dirigidas externamente por mudanças na variabilidade solar ou na carga de aerossóis vulcânicos na atmosfera. Nas observações, é difícil separar um sinal do ruído da variabilidade natural. Isso porque há grandes incertezas na evolução e magnitude tanto dos forçamentos humanos como dos naturais, e nas características da variabilidade natural interna, que se traduzem em incertezas nas magnitudes relativas do sinal e do ruído.

No mundo da modelagem, contudo, é possível realizar experimentos de controle multiseclar sem mudanças induzidas pelo homem nos gases de efeito estufa, aerossóis de sulfato ou outros forçamentos antrópicos. Desde 1990, muitos desses experimentos de controle foram feitos com modelos acoplados atmosfera-oceano. Eles geram informações importantes sobre os padrões, as escalas de tempo e a magnitude do componente “gerado internamente” da variabilidade climática natural. Essa informação é crucial para avaliar se as mudanças observadas podem ser explicadas de forma plausível pelas flutuações climáticas internas, mas constitui apenas uma parte da variabilidade natural “total” do clima (visto que esses controles não incluem as mudanças na radiação solar ou nos aerossóis vulcânicos). Incertezas ainda permanecem nas estimativas tanto da variabilidade climática natural interna como na total, em particular nas escalas de tempo de décadas a séculos.

E.3 Estudos da mudança média global

A maioria dos estudos que tentaram detectar um efeito antrópico sobre o clima fez uso somente das mudanças na média global da temperatura média anual. Essas pesquisas compararam as mudanças observadas nos últimos 10-100 anos com as estimativas do ruído da variabilidade natural interna ou total decorrente dos paleodados, modelos climáticos ou modelos estatísticos ajustados para as observações. A maioria dos modelos, mas não todos, mostra ser improvável que a mudança

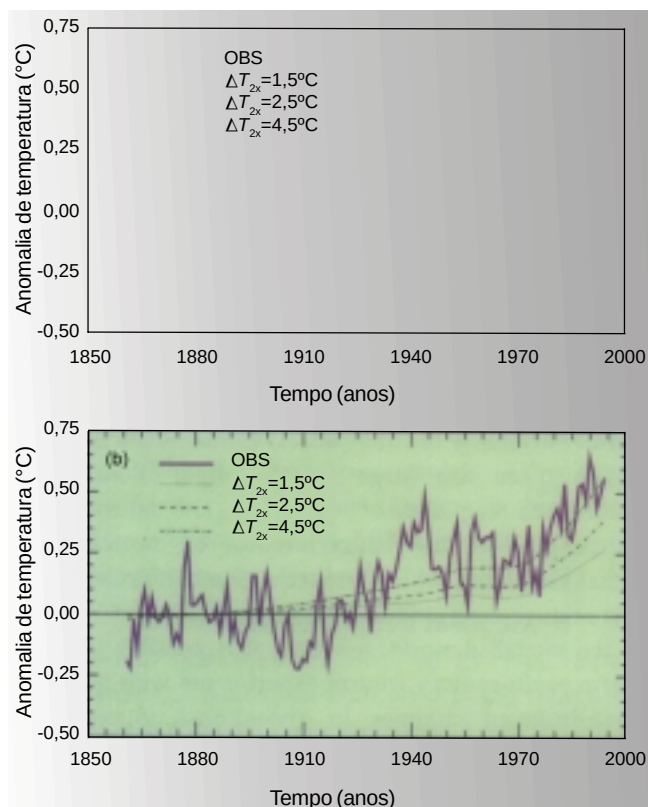


Figura 16: Mudanças observadas na temperatura média global de 1861 a 1994 comparadas com as simulações feitas com o uso de um modelo climático difusão por ressurgência/balço de energia. O modelo foi rodado primeiro com o forçamento devido apenas aos gases de efeito estufa (a) e depois com gases de efeito estufa e aerossóis (b).

observada na média global da temperatura média anual no último século seja devida inteiramente às flutuações naturais do sistema climático.

Esses resultados da média global não podem estabelecer uma ligação clara entre a causa e o efeito das mudanças observadas nas concentrações atmosféricas de gases de efeito estufa e as mudanças na temperatura da superfície da Terra. Essa é a questão da atribuição. A atribuição fica difícil com o uso somente de mudanças globais médias, por causa das incertezas nas histórias e magnitudes dos forçamentos naturais e induzidos pelo homem: há muitas combinações possíveis desses forçamentos que poderiam gerar a mesma curva de mudança da temperatura média global observada. Algumas combinações são mais plausíveis do que outras, mas existem relativamente poucos dados para diminuir a faixa de soluções possíveis. Entretanto, as estimativas feitas com base nos modelos do aumento da temperatura global nos últimos 130 anos são reconciliadas mais facilmente com as observações quando é levado em conta o efeito provável do esfriamento dos aerossóis de sulfato, e fornecem apoio qualitativo para uma faixa estimada de sensibilidade climática coerente com a apresentada pelo IPCC (1990) (Figura 16).

E.4 Estudos dos padrões da mudança

Para melhor tratar do problema da atribuição, vários estudos recentes compararam as observações com os padrões, previstos por modelos, da mudança da temperatura em resposta ao forçamento antrópico. O argumento subjacente às abordagens com base nos padrões é que diferentes mecanismos de forçamento (“causas”) podem ter diferentes padrões de resposta (“efeitos”), em particular se é considerada a estrutura completa de resposta de três ou até quatro dimensões, por exemplo, a mudança da temperatura como uma função da latitude, da longitude, da altura e do tempo. Assim, uma boa combinação dos padrões multidimensionais modelados e observados da mudança do clima seria difícil de alcançar para “causas” além das utilizadas de fato no experimento do modelo.

Vários estudos compararam os padrões observados da mudança de temperatura com os padrões modelados da mudança a partir de simulações com mudanças tanto nos gases de efeito estufa como nos aerossóis antrópicos de sulfato. Essas comparações foram feitas na superfície da Terra e em seções verticais da atmosfera. Enquanto há preocupações sobre o tratamento relativamente simples dos efeitos dos aerossóis nos experimentos dos modelos e a não consideração de outras contribuições possivelmente significativas para o forçamento radiativo, todos esses estudos de comparação de padrões apresentam uma correspondência significativa entre as observações e as previsões dos modelos (um exemplo é mostrado na Figura 17). Boa parte da correspondência observada dos modelos nesses experimentos ocorre nas maiores escalas espaciais – por exemplo, diferenças de temperatura entre os hemisférios, a terra e o oceano ou a troposfera e a estratosfera. As previsões dos modelos são mais confiáveis nessas escalas espaciais do que em escala regional. A maior confiança na identificação de um efeito induzido pelo homem no clima vem primeiramente desses trabalhos com base nos padrões. Para as estações em que os efeitos dos aerossóis devem ser mais acentuados, a correspondência de padrões é geralmente mais elevada do que a alcançada se as previsões dos modelos são baseadas em mudanças apenas nos gases de efeito estufa (Figura 17).

Como nos estudos da média global, o trabalho de detecção orientado para os padrões baseia-se em estimativas feitas por modelos da variabilidade natural interna, como a ferramenta fundamental de medida para avaliar se as mudanças observadas nos padrões de temperatura poderiam ser devidas a causas naturais. Permanecem preocupações sobre a confiabilidade dessa ferramenta de medida.

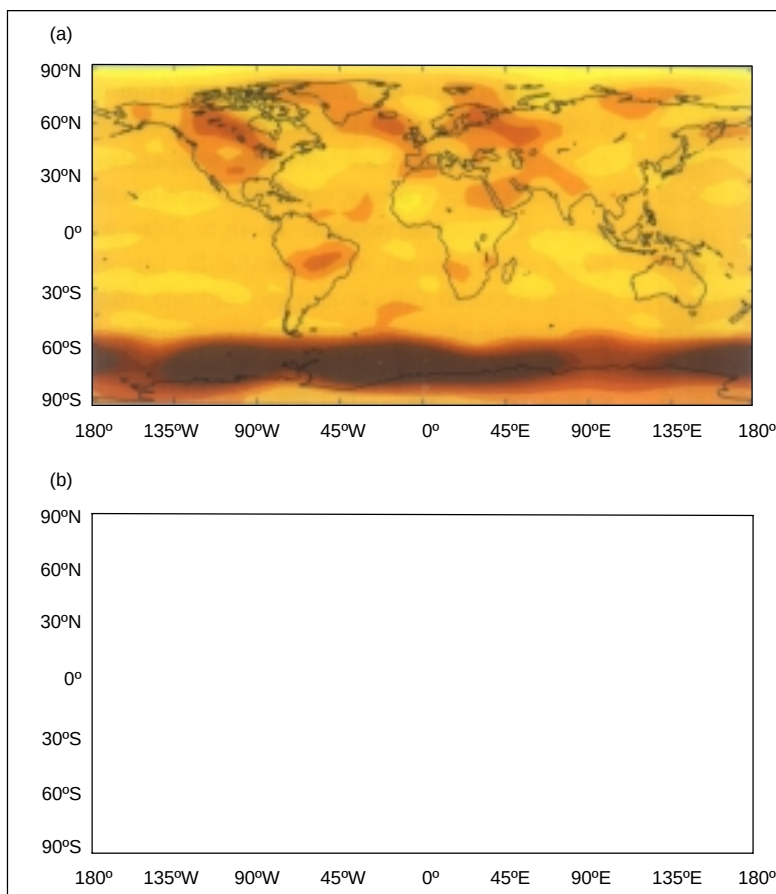
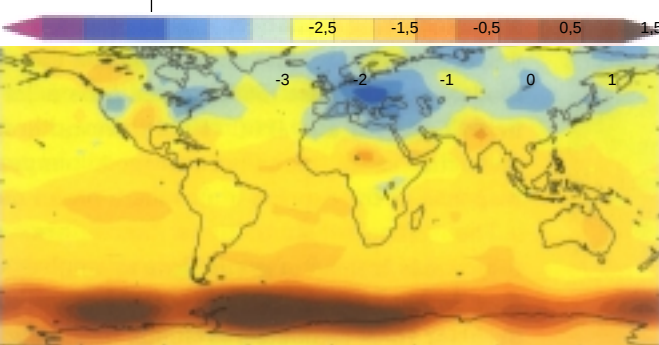


Figura 17: Mudanças médias anuais da temperatura do ar próximo à superfície (°C) de experimentos de resposta de equilíbrio com um MCG atmosférico com um oceano de camadas mistas acoplado a um modelo de química troposférica, forçados com concentrações atmosféricas atuais de CO₂ (a) e pelos efeitos combinados dos níveis atuais de CO₂ e emissões de enxofre (b). As mudanças observadas de temperatura de 1955-74 a 1975-94, apresentadas na Figura 9, são qualitativamente mais semelhantes às mudanças no experimento de forçamento combinado do que no experimento com apenas CO₂.



reas de
es e as
os dos
e forma
e-se ter

curado ao avançar a coerência, porque o sinal esperado da mudança do clima devida às atividades humanas ainda é incerto e tem mudado com o aperfeiçoamento da nossa habilidade de modelar o sistema climático. Além do aquecimento da superfície, os resultados comuns observados e modelados em que mais confiamos compreendem o esfriamento estratosférico, a redução na variação da temperatura diurna, o aumento do nível do mar, os aumentos da precipitação nas altas latitudes e o aumento da evaporação e do vapor d'água nos oceanos tropicais.

2.6 Avaliação geral das questões de detecção e atribuição

Em resumo, os resultados mais importantes relativos às questões de detecção e atribuição são:

- As evidências limitadas disponíveis de indicadores proxy do clima sugerem que a temperatura média global do século 20 é pelo menos tão alta quanto a de qualquer outro século desde pelo menos 1400 d.C. Os dados anteriores a 1400 são esparsos demais para permitir a estimativa confiável da temperatura média global (ver Seção C.2).
- As avaliações da significação estatística da tendência da temperatura média global observada no último século têm usado uma faixa de novas estimativas da variabilidade natural forçada interna e externamente. Elas derivam de dados instrumentais, paleodados, modelos climáticos simples e complexos e modelos estatísticos ajustados às observações. A maioria desses estudos tem detectado uma mudança significativa e mostra ser improvável que a tendência de aquecimento observada seja inteiramente de origem natural.

- As evidências recentes mais convincentes da atribuição de um efeito humano sobre o clima estão surgindo de estudos com base nos padrões, nos quais a resposta modelada do clima ao forçamento combinado dos gases de efeito estufa e aerossóis de sulfato antrópicos é comparada aos padrões geográficos, sazonais e verticais observados na mudança da temperatura atmosférica. Esses estudos mostram que tais correspondências de padrão aumentam com o tempo, como é de se esperar à medida que um sinal antrópico aumenta em intensidade. Além disso, é muito baixa a probabilidade de que essas correspondências pudessem ocorrer por acaso como resultado apenas da variabilidade natural interna. Os padrões verticais da mudança também não coincidem com os esperados para o forçamento solar e vulcânico.
- Nossa habilidade de quantificar a influência humana sobre o clima global é limitada atualmente porque o sinal esperado ainda está emergindo do ruído da variabilidade natural e porque há incertezas em fatores-chave. Elas compreendem a magnitude e os padrões da variabilidade natural de longo prazo e o padrão de evolução no tempo do forçamento devido às mudanças nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis e mudanças terra-superfície e a resposta a essas mudanças. Contudo, o balanço das evidências sugere que há uma influência humana discernível sobre o clima global.

F. Perspectivas da Mudança do Clima no Futuro

F.1 Os cenários de forçamento

As projeções da mudança do clima antrópica no futuro dependem, entre outras coisas, do cenário usado para forçar o modelo climático. Os cenários de emissões IS92 são utilizados neste relatório para projetar as mudanças na temperatura média global e no nível do mar. Os cenários IS92 incluem emissões tanto de gases de efeito estufa como de precursores de aerossóis (ver Seção B.9.1) e, pela primeira vez, ambos os fatores foram levados em conta nas projeções da temperatura média global e do nível do mar (Seção F.2).

Em muitos experimentos de modelos acoplados, o cenário de forçamento é simplificado somando-se os forçamentos radiativos de todos os gases traços (CO_2 , CH_4 , O_3 , etc.) e tratando o forçamento total como se originado de uma concentração de CO_2 “equivalente”. A taxa de aumento do “ CO_2 equivalente” nesses experimentos é considerada, com frequência, uma constante +1%/ano (composta). Para fins de

comparação, o Cenário IS92a, desconsiderando o efeito dos aerossóis, é equivalente a uma taxa composta de aumento entre 0,77 e 0,84%/ano no século 21.

As projeções das mudanças da temperatura média global e do nível do mar não vêm diretamente dos modelos acoplados atmosfera-oceano. Embora essas sejam as ferramentas mais sofisticadas disponíveis para fazer projeções da mudança do clima no futuro, exigem equipamentos caros de computação, tornando impraticável produzir resultados com base em um número grande de cenários de emissões. Para avaliar as projeções da temperatura global e do nível do mar para a faixa completa dos cenários de emissões IS92, modelos simples de difusão por ressurgência/balanço de energia (ver Quadro 2) podem ser empregados para interpolar e extrapolar os resultados dos modelos acoplados. Esses modelos, utilizados para tarefas similares pelo IPCC em 1990 e 1992, são calibrados para dar a mesma resposta da temperatura média global que os modelos acoplados atmosfera-oceano.

As simulações climáticas são chamadas neste trabalho de *projeções* ao invés de *previsões* para enfatizar que elas não representam tentativas de prever a evolução mais provável (ou “melhor estimativa”) do clima no futuro. As projeções objetivam estimar e entender as respostas do sistema climático a possíveis cenários de forçamento.

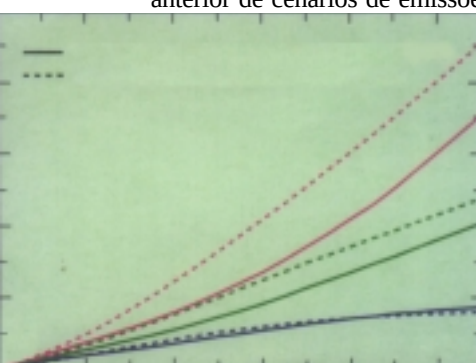
F.2 Projeções da mudança do clima

F.2.1 A resposta da temperatura média global aos cenários de emissões IS92

Usando os cenários de emissões IS92, que incluem emissões tanto de gases de efeito estufa como de precursores de aerossóis (Seção B.9.1), as mudanças projetadas na temperatura média global relativas a 1990 foram calculadas para o século 21. As projeções da temperatura que adotam a “melhor estimativa” da sensibilidade climática de 2,5°C, (ver Seção D.2) são apresentadas para o conjunto completo dos cenários IS92 na Figura 18. Para o IS92a, o aumento da temperatura até 2100 é de 2°C. Levando em conta a variação na estimativa da sensibilidade climática (1,5 a 4,5°C) e o conjunto completo de cenários de emissões IS92, os modelos projetam um aumento da temperatura média global entre 0,9 e 3,5°C (Figura 19). Em todos os casos a taxa média de aquecimento seria provavelmente maior do que qualquer uma observada nos últimos 10.000 anos, mas as mudanças reais de anos a décadas incluiriam uma variabilidade natural considerável. Por causa da inércia térmica dos oceanos, a temperatura média global continuaria a aumentar após 2100, mesmo se as concentrações de gases de efeito estufa já estivessem estabilizadas na época. Apenas 50-90% das mudanças

finais de temperatura teriam se realizado na época da estabilização dos gases de efeito estufa. Todos os cenários apresentam uma aquecimento substancial do clima, mesmo quando o forçamento radiativo negativo dos aerossóis é contabilizado. Embora o CO₂ seja o gás de efeito estufa antrópico mais importante, os outros gases de efeito estufa contribuem de forma significativa (cerca de 30%) ao aquecimento global projetado.

Para permitir uma comparação mais próxima às projeções apresentadas pelo IPCC em 1990 e 1992 e para ilustrar a sensibilidade da temperatura global futura às mudanças nas concentrações de aerossóis, a mesma série de cálculos foi realizada não considerando as mudanças futuras nos aerossóis, ou seja, as concentrações de aerossóis foram mantidas constantes nos níveis de 1990. Isso leva a projeções mais altas da mudança da temperatura. Considerando a faixa de estimativas da sensibilidade climática e o conjunto completo de cenários de emissões IS92, os modelos projetam um aumento da temperatura média global entre 0,8 e 4,5°C. Para o cenário IS92a, adotando a “melhor estimativa” da sensibilidade climática, o aumento de temperatura até 2100 é de 2,4°C. Para fins de comparação, o aumento de temperatura correspondente para o IS92a apresentado pelo IPCC (1992) foi de 2,8°C. As projeções do IPCC (1990) basearam-se em um conjunto anterior de cenários de emissões, a “melhor estimativa” global até 2100 (relativa



Nível global médio de emissões IS92

IS92, com a inclusão dos cursores de aerossóis, os nível global médio do mar para o século 21. As adotando-se as “melhores estimativas” para a sensibilidade climática e para o derretimento do gelo, são apresentadas para o conjunto completo de cenários IS92 na Figura 20. Para o cenário IS92a, o aumento do nível do mar até 2100 é de 49 cm. Para fins de comparação, a “melhor estimativa” do aumento do nível do mar global até 2100 dada pelo IPCC (1990) foi de 66 cm. Também levando em conta as variações na estimativa dos parâmetros da sensibilidade climática e do derretimento de gelo e o conjunto completo dos cenários de emissões IS92, os modelos projetam um aumento do nível global médio do mar entre 13 e 94 cm (Figura 21). Durante a primeira metade do próximo século, a escolha do cenário de emissões tem um efeito relativamente pequeno sobre o aumento projetado do nível do mar devido à grande inércia térmica do sistema climático oceano-gelo-atmosfera, mas tem efeitos cada vez

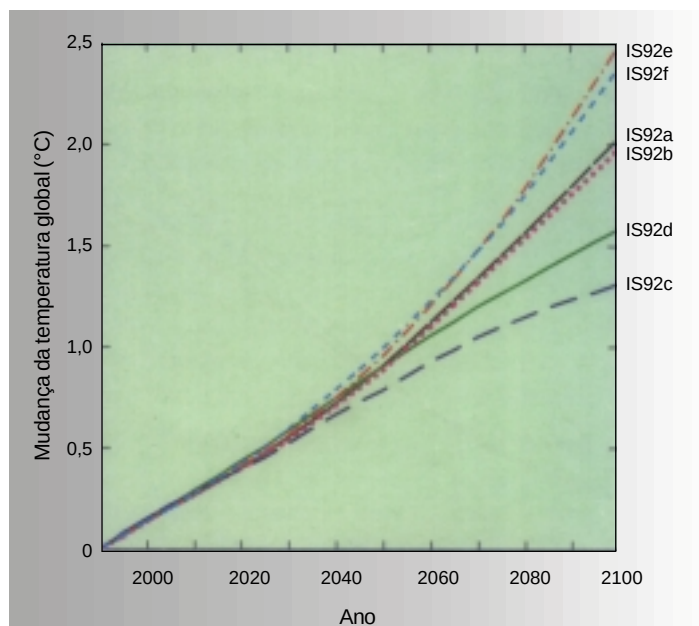


Figura 18: Mudanças projetadas da temperatura média global da superfície de 1990 a 2100 para o conjunto completo de cenários de emissões IS92. É adotada uma sensibilidade climática de 2,5°C.

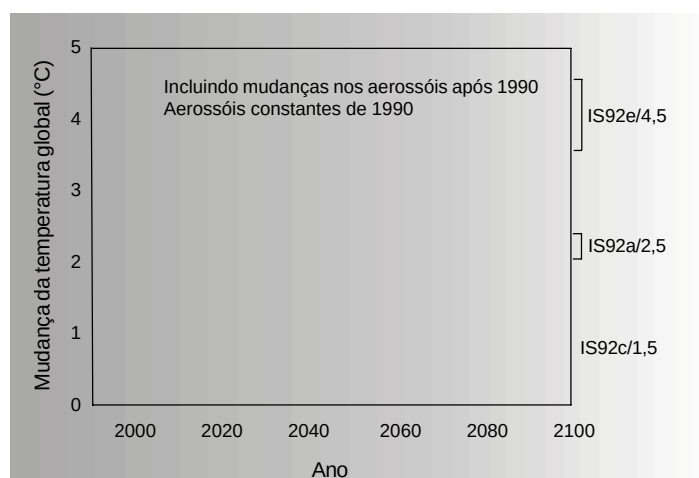


Figura 19: Projeção dos extremos da mudança da temperatura média global da superfície de 1990 a 2100. As mudanças de temperatura mais altas adotam uma sensibilidade climática de 4,5°C e o cenário de emissões IS92e; as mais baixas, uma sensibilidade climática de 1,5°C e o cenário de emissões IS92c e as curvas médias, uma sensibilidade climática de 2,5°C e o Cenário IS92a. As curvas contínuas incluem o efeito da mudança nos aerossóis; as curvas tracejadas pressupõem que as emissões de aerossóis permanecem constantes nos níveis de 1990.

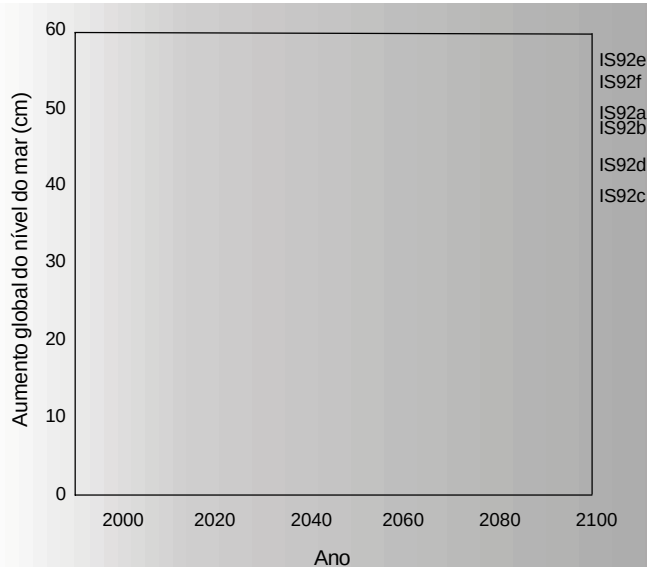


Figura 20: Média projetada do aumento do nível global do mar de 1990 a 2100 para o conjunto completo de cenários de emissões IS92. Uma sensibilidade climática de 2,5°C e parâmetros de derretimento do gelo de valor médio são adotados.

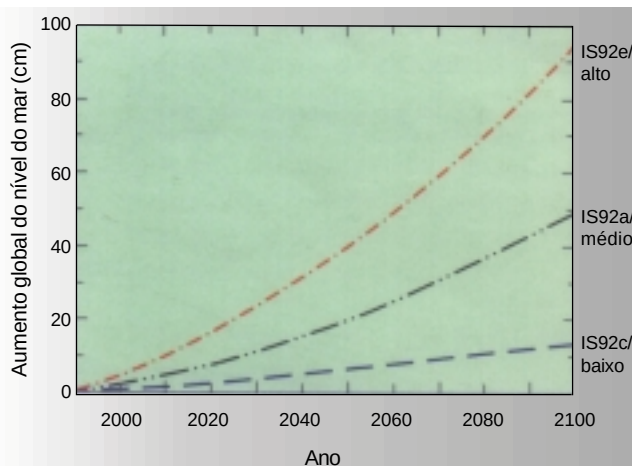


Figura 21: Extremos projetados do aumento global médio do nível do mar de 1990 a 2100. A curva mais alta de aumento do nível do mar adota uma sensibilidade climática de 4,5°C, parâmetros altos de derretimento do gelo e o cenário de emissões IS92e; a mais baixa, uma sensibilidade climática de 1,5°C, parâmetros baixos de derretimento do gelo e o cenário de emissões IS92c e as curvas médias, uma sensibilidade climática de 2,5°C, parâmetros de valor médio do derretimento do gelo e o Cenário IS92a.

maiores na última parte do próximo século. Além disso, por causa da inércia térmica dos oceanos, o nível do mar continuaria a aumentar por muitos séculos após 2100, mesmo se as concentrações de gases de efeito estufa já estivessem estáveis. O aumento projetado do nível do mar deve-se primeiramente à expansão térmica enquanto as águas dos oceanos esquentam, mas também ao aumento do derretimento das geleiras.

Nessas projeções, as contribuições combinadas dos mantos de gelo da Groenlândia e da Antártica são relativamente menores no próximo século. Entretanto, a possibilidade de grandes mudanças nos volumes desses mantos de gelo (e, conseqüentemente, no nível do mar) não pode ser descartada, embora a probabilidade seja considerada baixa.

As mudanças no nível futuro do mar não ocorrerão de forma uniforme ao redor do globo. Os experimentos recentes com modelos acoplados atmosfera-oceano sugerem que as respostas regionais poderiam diferir substancialmente, em função das diferenças regionais das mudanças de aquecimento e circulação. Além disso, os processos geológicos e geofísicos provocam movimentos verticais da terra e, assim, afetam níveis relativos do mar em escalas local e regional.

As correntes, ondas e vagas tempestuosas poderiam ser afetadas pelas mudanças regionais do clima, mas as projeções futuras, no momento, são altamente incertas.

F.2.3 As projeções da temperatura e do nível do mar em comparação com o relatório do IPCC (1990)

As projeções da temperatura média global e do nível do mar apresentadas neste relatório de 1990 a 2100, ambas excluindo e incluindo emissões diferentes de aerossóis, são mais baixas do que as projeções correspondentes apresentadas pelo IPCC (1990). A consideração do forçamento radiativo negativo dos aerossóis reduz as projeções do aumento da temperatura e do nível do mar. As projeções que *excluem* o efeito de emissões diferentes de aerossóis são mais baixas do que as do IPCC (1990) devido a uma série de razões, principalmente:

- Os cenários revisados de emissões (IS92) foram usados para todos os gases de efeito estufa. Isso é particularmente importante para o CO₂ e os CFCs.
- O tratamento revisado do ciclo do carbono. O modelo do ciclo do carbono usado pelo IPCC em 1990 e 1992 para calcular o aumento futuro da temperatura e do nível do mar não incorporou o efeito da absorção de carbono por meio da fertilização de CO₂, resultando em concentrações futuras mais altas de CO₂ para determinadas emissões no IPCC (1990).
- A inclusão dos efeitos dos aerossóis na história do forçamento radiativo pré-1990. As estimativas das mudanças históricas do forçamento radiativo até 1990, utilizadas neste relatório para as projeções da temperatura média global e do nível do mar, incluem um componente devido aos aerossóis. Isso afeta particularmente as projeções do aumento do

nível do mar, que são fortemente influenciadas pela história do forçamento radiativo no último século.

- Parâmetros revisados (e mais realistas) do modelo climático difusão por ressurgência/balanco de energia.
- A inclusão no modelo das variações espaciais da sensibilidade climática e do efeito da mudança na força da circulação termohalina, para ficar de acordo com os modelos gerais de circulação atmosfera-oceano.
- O uso de modelos melhorados para o componente de derretimento do gelo do aumento do nível do mar.

F.3 Os padrões espaciais da mudança do clima projetada

Embora em termos da *média global* o efeito da inclusão dos aerossóis seja reduzir o aumento projetado (ver Seção F.2), pode ser enganoso considerar apenas a temperatura média da superfície global, que não fornece uma indicação efetiva da mudança do clima em escalas espaciais menores.

Porque os aerossóis têm vida curta, distribuem-se de forma desproporcional pelo globo, concentrando-se próximo às regiões onde são emitidos. Como resultado, o padrão espacial do forçamento pelos aerossóis é muito

observar que, ao contrário de muitos resultados de modelos com apenas CO₂, há somente duas simulações recentes de modelos acoplados atmosfera-oceano que incluem os efeitos tanto dos aerossóis quanto do CO₂, nenhuma das quais foi completamente analisada até agora. Nós nos concentramos nas mudanças que mostram maior coerência entre os modelos e para as quais mecanismos físicos plausíveis foram identificados.

Temperatura e Precipitação

Todas as simulações dos modelos, quer sejam forçadas com maiores concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis quer sejam com maiores concentrações de gases de efeito estufa apenas, apresentam as seguintes características:

- geralmente maior aquecimento da superfície do solo do que dos oceanos no inverno, como nas simulações de equilíbrio (Figuras 22 e 23);
- um aquecimento mínimo ao redor da Antártica e no norte do Atlântico Setentrional, associado à mistura oceânica profunda nessas áreas;
- aquecimento máximo nas altas latitudes norte no final do outono e no inverno, associado à redução do gelo marinho e da camada de neve;
-
-
- baixas ou no oceano circumpolar meridional;
- uma redução na variação da temperatura diurna em terra na maioria das estações e regiões;
- um ciclo hidrológico médio global mais intenso;
- aumento da precipitação nas altas latitudes durante o inverno.

uma compensação simples do efeito de aquecimento dos gases de efeito estufa, como pode ser subentendido dos resultados da média global. É provável que os aerossóis tenham um efeito significativo sobre a mudança do clima regional no futuro.

As projeções de escala hemisférica a continental da mudança do clima têm mais credibilidade (Seção F.3.1) do que as de escala regional (Seção F.3.2), cuja credibilidade permanece baixa.

F.3.1 Padrões de escala continental

O IPCC apresentou, em 1990, estimativas dos padrões da mudança do clima no futuro, os mais consistentes dos quais relacionavam-se com escalas continentais e espaciais mais amplas. Os resultados basearam-se em experimentos de MCG que incluíam o efeito dos gases de efeito estufa, mas não levavam em conta o efeito dos aerossóis.

A seguir são fornecidos alguns detalhes das mudanças em escalas continentais de experimentos com apenas gases de efeito estufa (geralmente representados por um aumento de 1%/ano no CO₂) e aumentos nas concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis (usando a concentração de aerossóis derivada do Cenário IS92a). É importante

A inclusão dos efeitos dos aerossóis nas simulações do clima futuro leva a um aquecimento da superfície um pouco reduzido, principalmente nas latitudes médias do Hemisfério Norte. O aquecimento máximo durante o inverno nas altas latitudes norte é menos extensivo (compare as Figuras 22 e 23).

Entretanto, a adição do efeito do esfriamento dos aerossóis não é uma compensação simples do efeito do aquecimento dos gases de efeito estufa, mas afeta de forma significativa alguns dos padrões de escala continental da mudança do clima. Isso é mais facilmente notado no verão, quando o esfriamento devido aos aerossóis tende a enfraquecer as circulações de monção. Por exemplo, quando o efeito tanto dos gases de efeito estufa quanto

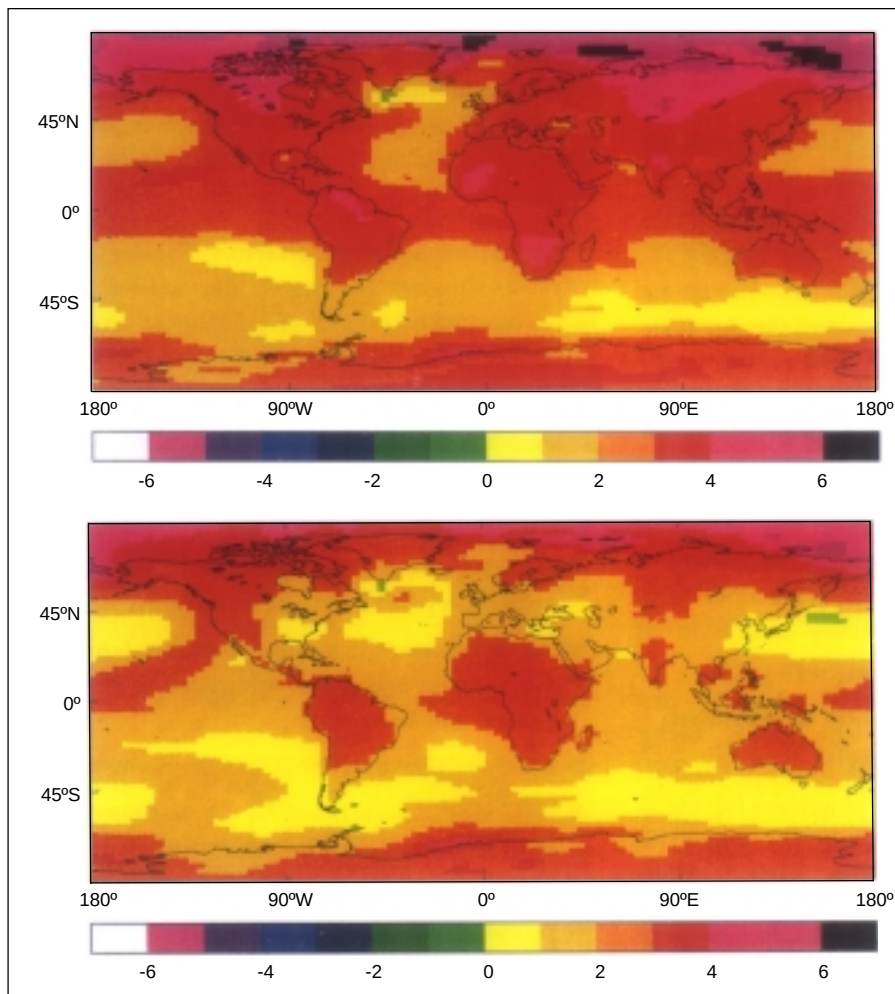


Figura 22: O padrão da mudança de temperatura da superfície projetado na época da duplicação do CO_2 de um experimento de modelo acoplado transiente.

Figura 23: O padrão da mudança de temperatura da superfície projetado por um modelo acoplado transiente na época da duplicação do CO_2 , quando os aumentos das concentrações de CO_2 e aerossóis são levados em conta.

dos aerossóis é incluído, diminui a chuva de monção do verão asiático, enquanto nas simulações anteriores, com a representação apenas do efeito dos gases de efeito estufa, aumentou a chuva de monção do verão asiático. Inversamente, o acréscimo dos efeitos dos aerossóis leva a um aumento da precipitação no sul da Europa, enquanto que decréscimos são encontrados nas simulações com apenas gases de efeito estufa. Essas mudanças serão sensíveis aos cenários de aerossóis utilizados e aos detalhes da parameterização dos efeitos radiativos dos aerossóis. Outros forçamentos, incluindo o resultante dos aumentos no ozônio troposférico, na fuligem e o efeito indireto dos aerossóis de sulfato não foram considerados e poderiam influenciar esses resultados. Em geral, as projeções regionais também são sensíveis à resolução dos modelos e são afetadas por uma grande variabilidade natural. Portanto, a confiança nas projeções regionais permanece baixa.

Com aumentos apenas no CO_2 , dois modelos acoplados atmosfera-oceano mostram um padrão da mudança na TSM (temperatura da superfície do mar), mudança na precipitação e anomalias em correntes de vento e oceânicas que lembram a fase quente do El Niño, bem como

anomalias da TSM de escala decenal observadas nos anos 80 e início dos anos 90. Isso se caracteriza por uma redução do gradiente de leste a oeste da TSM no Pacífico tropical, embora a magnitude desse efeito varie entre os modelos.

Umidade do solo

Embora haja menos confiança nas mudanças simuladas da umidade do solo do que nas da temperatura, alguns dos resultados a respeito da umidade do solo são ditados mais pelas mudanças na precipitação e evaporação do que pela resposta detalhada do esquema de superfície do modelo climático. Todas as simulações dos modelos, quer sejam forçadas com maiores concentrações de gases de efeito estufa e aerossóis quer sejam com maiores concentrações apenas de gases de efeito estufa, produzem predominantemente um aumento da umidade do solo nas altas latitudes norte durante o inverno. Nos continentes setentrionais no verão, as mudanças na umidade do solo são sensíveis à inclusão do efeito dos aerossóis.

Circulação oceânica

Em resposta ao aumento dos gases de efeito estufa, a maioria dos modelos mostra uma redução da força da

circulação oceânica do norte do Atlântico Setentrional, reduzindo ainda mais a força do aquecimento no Atlântico Setentrional. O aumento da precipitação nas latitudes altas diminui a salinidade da superfície, inibindo o afundamento da água nas altas latitudes, o que força essa circulação.

F.3.2 Padrões de escala regional

A estimativa dos possíveis efeitos da mudança do clima sobre a infra-estrutura humana e os ecossistemas naturais requer projeções das mudanças futuras no clima em escala regional, ao invés das médias globais ou continentais.

Desde o relatório do IPCC de 1990, foi feita uma maior avaliação das incertezas na realização de projeções em escala regional. Há várias dificuldades:

- Os modelos climáticos globais utilizados para as projeções futuras são rodados com uma resolução razoavelmente baixa e não retratam de forma adequada muitas características geográficas (como faixas litorâneas, lagos e montanhas), a vegetação da superfície e as interações entre a atmosfera e a superfície, o que se torna mais importante em escalas regionais. Existe uma variação considerável entre as projeções dos modelos em escala regional, mesmo quando os experimentos com modelos climáticos são comandados pelo mesmo cenário de forçamento radiativo futuro.
- Há muito mais variação natural no clima local do que na média do clima continental ou de escalas maiores. Essa variação origina-se da variabilidade gerada localmente por tempestades, interações entre a atmosfera e os oceanos (como o El Niño) e por variações na umidade do solo, no gelo marinho e em outros componentes do sistema climático. As séries ou conjuntos de previsões dos modelos rodados a partir de diferentes condições iniciais permitem que sejam determinados tanto o clima médio como a variabilidade sobreposta.
- Por causa da sua distribuição espacial desigual, é provável que os aerossóis troposféricos induzidos pelo homem influenciem bastante a mudança do clima regional no futuro. No momento, contudo, há muito poucas projeções da mudança do clima feitas com modelos acoplados atmosfera-oceano (o tipo de modelo que fornece informações mais confiáveis em escala regional) que incluam os efeitos radiativos dos aerossóis. Os que foram rodados apresentam uma representação bastante simplificada dos efeitos dos aerossóis.
- Acredita-se que as mudanças no uso da terra também

exerçam um efeito significativo sobre as mudanças na temperatura e na precipitação, especialmente nos trópicos e subtropicais. Os experimentos com modelos climáticos mostraram a probabilidade de uma mudança do clima local substantiva associada ao desmatamento na Amazônia ou à desertificação no Sahel. As mudanças no uso da terra em escalas pequenas que não podem ser previstas devem continuar a influenciar o clima regional.

Por causa desses problemas, nenhuma informação é apresentada aqui sobre a mudança do clima regional no futuro. Contudo, espera-se que essa situação melhore no futuro em decorrência de:

- mais experimentos com modelos acoplados atmosfera-oceano com a inclusão dos efeitos dos aerossóis;
- aperfeiçoamentos dos modelos, devidos tanto à maior resolução quanto à melhor representação dos processos de pequena escala;
- cenários mais refinados para os aerossóis e outros forçamentos.

F.3.3 Mudanças na variabilidade e nos extremos

Pequenas mudanças na média do clima ou na variabilidade climática podem produzir mudanças relativamente grandes na frequência dos eventos extremos (definidos como eventos quando um certo patamar é superado); uma pequena mudança na variabilidade tem um efeito mais forte do que uma mudança semelhante na média.

Temperatura

Um aquecimento geral tende a conduzir a um aumento dos eventos de temperatura extremamente alta e a uma diminuição das temperaturas extremamente baixas (por exemplo, dias de geada).

Hidrologia

Muitos modelos sugerem um aumento da probabilidade de precipitação intensa com maiores concentrações de gases de efeito estufa. Em algumas áreas, várias simulações mostram que há também um aumento da probabilidade de dias secos e da estiagem (dias consecutivos sem precipitação). Quando a precipitação média cai, a probabilidade de seca aumenta. Os novos resultados reforçam a visão de que a variabilidade associada ao aumento do ciclo hidrológico traduz-se em perspectivas de secas e/ou enchentes mais severas em alguns lugares e menos severas em outros.

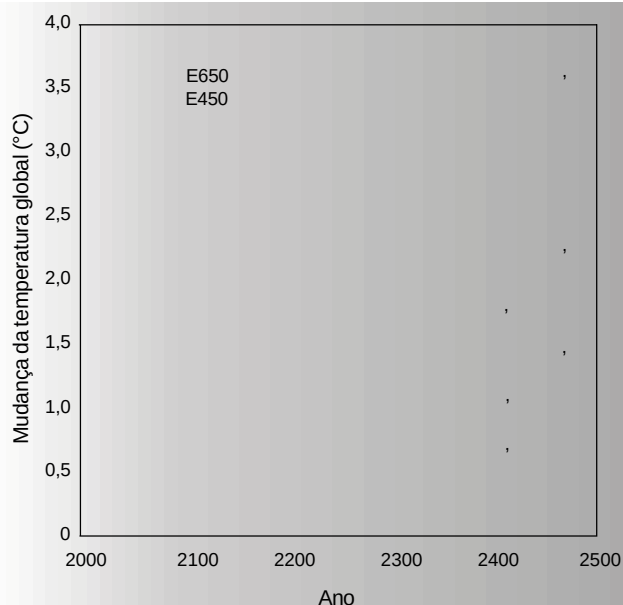


Figura 24: A resposta da temperatura global média da superfície às trajetórias de concentração do CO_2 que conduzem à estabilização em 450 (curvas tracejadas) e 650 (curvas contínuas) ppmv (ver Figura 7a) para uma sensibilidade climática de 1,5, 2,5 e 4,5°C. As mudanças apresentadas são aquelas derivadas apenas de aumentos do CO_2 . A data da estabilização da concentração é indicada pelo ponto. Os cálculos adotam a história “observada” do forçamento para 1990, incluindo os efeitos dos aerossóis e depois apenas os aumentos da concentração de CO_2 após 1990.

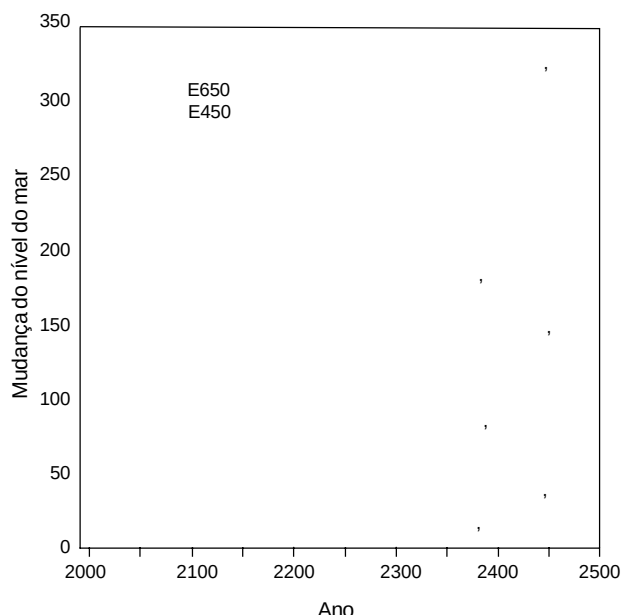


Figura 25: A resposta média global do nível do mar às trajetórias de concentração do CO_2 que conduzem à estabilização em 450 (curvas tracejadas) e 650 (curvas contínuas) ppmv (ver Figura 7a) para uma sensibilidade climática de 1,5, 2,5 e 4,5°C. As mudanças apresentadas são as derivadas de aumentos apenas no CO_2 . A data da estabilização da concentração é indicada pelo ponto. Os cálculos adotam a história “observada” do forçamento para 1990, incluindo os efeitos dos aerossóis e depois os aumentos das concentrações de CO_2 após 1990.

Tempestades de latitudes médias

Nas poucas análises disponíveis, há pouca concordância entre os modelos sobre as mudanças nas tempestades que podem ocorrer em um mundo mais quente. As conclusões sobre os eventos extremos de tempestade são, obviamente, ainda mais incertas.

Furacões/Ciclones tropicais

A formação de ciclones tropicais não depende apenas da temperatura da superfície do mar (TSM), mas também de vários fatores atmosféricos. Embora alguns modelos já representem as tempestades tropicais com algum realismo para o clima dos dias atuais, o conhecimento científico atual não permite a avaliação das mudanças futuras.

El Niño/Oscilação Sul

Vários modelos acoplados globais indicam que a variabilidade da TSM do tipo El Niño por eles simulada continua com o aumento do CO_2 . Com relação ao aumento médio das TSM tropicais resultante do aumento das concentrações de gases de efeito estufa, poderia haver maior variabilidade da precipitação relacionada com os eventos do El Niño no clima com aumento de CO_2 , especialmente nos continentes tropicais.

F.4 Efeitos da estabilização das concentrações de gases de efeito estufa

Uma possível resposta global da temperatura e do nível do mar aos cenários de estabilização das concentrações, como discutido na Seção B.9.2, foi calculada com o mesmo modelo difusão por ressurgência/balanco de energia usado para os resultados nas Seções F.2.1 e F.2.2.

Para cada uma das trajetórias que levam à estabilização, o sistema climático mostra um aquecimento considerável durante o século 21. A Figura 24 mostra aumentos de temperatura para os casos que se estabilizam em concentrações de 650 e 450 ppmv para diferentes sensibilidades climáticas. A estabilização da concentração não conduz a uma estabilização imediata da temperatura média global. A temperatura média global, apresentada na Figura 24, continua subindo durante centenas de anos após as concentrações terem estabilizado, devido às longas escalas de tempo no oceano.

Como mostrado na Figura 25, o “compromisso” de longo prazo de aumento do nível do mar é ainda mais pronunciado. O nível do mar continua subindo, em uma taxa que declina apenas lentamente, durante muitos séculos após a estabilização das concentrações de gases de efeito estufa e das temperaturas.

F.5 A possibilidade de surpresas

Influências externas inesperadas, como as erupções vulcânicas, podem levar a mudanças imprevistas e relativamente repentinas no estado do clima. Além disso, como a resposta do sistema climático a vários forçamentos pode ser não-linear, sua resposta a mudanças graduais no forçamento pode ser muito irregular. As mudanças abruptas e significativas na circulação atmosférica envolvendo o Pacífico Norte, que começaram em torno de 1976, foram descritas pelo IPCC (1990). Um exemplo pertinente é a flutuação aparente no comportamento recente do El Niño, com condições quentes prevalecendo desde 1989, um padrão que foi incomum em comparação com o comportamento anterior do El Niño.

Outro exemplo é a possibilidade de que o manto de gelo do oeste da Antártica possa “romper”, causando um aumento rápido do nível do mar. A falta de conhecimentos atualmente sobre as circunstâncias específicas em que isso possa ocorrer, quer totalmente como em parte, limita a habilidade de quantificar esse risco. Contudo, a probabilidade de um grande aumento do nível do mar até o ano 2100, devido ao colapso do manto de gelo do oeste da Antártica, é considerada baixa.

Nos oceanos, a circulação meridional pode enfraquecer em um clima futuro. Essa circulação (a circulação termohalina) é dirigida em parte pela convecção profunda

nessas observações como nos modelos oceânicos, as transições entre os diferentes tipos de circulação parecem ocorrer em uma escala de tempo de algumas décadas e, portanto, mudanças relativamente repentinas no clima regional (Atlântico Norte, Europa Oriental) poderiam ocorrer, presumível e principalmente em resposta a mudanças de precipitação e escoamento que alteram a salinidade e, portanto, a densidade, das camadas superiores do Atlântico Norte. Se tal mudança repentina pode, ou não, acontecer de fato em resposta ao aquecimento global e qual seria a força da perturbação necessária para provocar uma transição entre os tipos de circulação ainda são objeto de muita discussão.

Nos sistemas ecológicos terrestres, há patamares da temperatura sustentada e da disponibilidade de água em que uma população biológica é trocada por outra. Algumas substituições, de espécies de árvores, por exemplo, são lentas, enquanto outras, como as de microorganismos, são rápidas. Existem temperaturas mínimas para a sobrevivência de organismos no inverno e as populações desses organismos podem mover-se em direção aos pólos à medida que o clima e especialmente as temperaturas durante a noite aumentem. Se as transições não forem ordenadas, ocorrerão mudanças bruscas no funcionamento dos ecossistemas. Elas poderão produzir efeitos de relevância direta para os

e testemunhos de gelo como os estudos de modelagem com modelos climáticos acoplados e MCGs oceânicos podem ser interpretados de forma a sugerir que a circulação oceânica foi bem diferente no passado. Tanto

na emissão de CO₂ e no ciclo do metano, por exemplo (ver Seções B.1 e D.2).

G. Ampliando nosso Conhecimento

Uma importante meta de longo prazo é a projeção correta da mudança do clima regional, de forma que os efeitos potenciais possam ser avaliados de forma adequada. O avanço em direção a esse objetivo depende da determinação da magnitude global provável e a taxa da mudança do clima induzida pelo homem, incluindo a mudança no nível do mar, bem como as expressões regionais dessas quantidades. A detecção e a atribuição da mudança do clima induzida pelo homem também são muito importantes. Para atingir esses objetivos são necessárias observações globais sistemáticas e sustentadas de variáveis pertinentes, bem como a cooperação e a participação efetivas de muitas nações. Os problemas científicos mais urgentes que requerem nossa atenção são:

(i) o ritmo e a magnitude da mudança do clima e do aumento do nível do mar:

- os fatores que controlam a distribuição das nuvens e suas características radiativas;
- o ciclo hidrológico, incluindo a precipitação, a evaporação e o escoamento;
- a distribuição e a evolução no tempo do ozônio e dos aerossóis e suas características radiativas;
- a resposta dos sistemas terrestres e marinhos à mudança do clima e seus *feedbacks* positivos e negativos;
- a resposta dos mantos de gelo e das geleiras ao clima;
- a influência das atividades humanas sobre as emissões;
- o acoplamento entre a atmosfera e o oceano e a circulação oceânica;
- os fatores que controlam as concentrações atmosféricas de dióxido de carbono e outros gases de efeito estufa;

(ii) a detecção e a atribuição da mudança do clima:

- as observações sistemáticas das variáveis essenciais e o desenvolvimento de diagnósticos modelos relacionados com a mudança do clima;
- os dados de proxy relevantes para construir e testar séries de tempo paleoclimáticas a fim de descrever a variabilidade natural do sistema climático;

(iii) os padrões regionais da mudança do clima:

- os processos da superfície terrestre e sua ligação com os processos atmosféricos;
- o acoplamento de escalas entre modelos climáticos globais e modelos regionais e de menor escala;
- as simulações com modelos climáticos de maior resolução.

As atividades de pesquisa para cada objetivo estão fortemente interrelacionadas. Tais pesquisas são e precisam ser conduzidas por pesquisadores de instituições variadas, bem como por esforços internacionais coordenados que reúnam recursos e talentos dos países, promovendo maior engajamento aos programas integrados de grande escala e experimentos de campo e de modelagem para ampliar nosso conhecimento.

Glossário

Aerossóis	Partículas em suspensão no ar. O termo também veio a ser associado, erroneamente, ao propulsor usado em aerossóis do tipo “spray”.
Calota de gelo	Geleira em formato de cúpula, que geralmente cobre um planalto próximo a uma linha divisória de águas.
Circulação termohalina	Circulação de grande escala dirigida pela densidade nos oceanos, impelida pelas diferenças de temperatura e salinidade.
CO₂ equivalente	A concentração de CO ₂ que causaria a mesma quantidade de forçamento radiativo que uma dada mistura de CO ₂ e outros gases de efeito estufa.
Escalas espaciais	Continental: 10 – 100 milhões de quilômetros quadrados (km ²) Regional: 100 mil – 10 milhões km ² Local: menos de 100 mil km ²
Estratosfera	Região altamente estratificada e estável da atmosfera acima da troposfera (<i>veja</i>), estendendo-se de cerca de 10 km a cerca de 50 km.
Evapotranspiração	O processo combinado de evaporação da superfície da Terra e de transpiração da vegetação.
Experimento de clima de equilíbrio	Um experimento em que uma mudança brusca é aplicada ao forçamento de um modelo climático, ao qual é então permitido alcançar um novo equilíbrio. Tais experimentos fornecem informações sobre a diferença entre os estados iniciais e finais do modelo, mas não sobre a resposta dependente do tempo.
Experimento de clima transiente	Uma análise da resposta, em relação ao tempo, de um modelo climático a uma mudança no forçamento que varia com o tempo.
Faixa de temperatura diurna	A diferença entre a temperatura máxima e a mínima em um período de 24 horas.
Forçamento radiativo	Medida simples da importância de um mecanismo potencial de mudança do clima. O forçamento radiativo é a perturbação do balanço de energia do sistema Terra-atmosfera (em Wm ⁻²) em seguida, por exemplo, a uma mudança da concentração de dióxido de carbono ou uma mudança da radiação do Sol; o sistema climático responde a um forçamento radiativo de modo a restabelecer o balanço de energia. Um forçamento radiativo positivo tende a aquecer a superfície e um forçamento radiativo negativo tende a esfriar a superfície. O forçamento radiativo é normalmente citado como um valor médio global e anual. Uma definição mais precisa do forçamento radiativo, como utilizada nos relatórios do IPCC, é a perturbação do balanço de energia do sistema superfície-troposfera, após permitir que a estratosfera reajuste-se a um estado de equilíbrio radiativo médio global (ver Capítulo 4 do IPCC (1994)). Chamado às vezes de “forçamento climático”.

Gás de efeito estufa

Um gás que absorve radiação em comprimentos de ondas específicos dentro do espectro de radiação (radiação infravermelha) emitido pela superfície da Terra e pelas nuvens. O gás, por sua vez, emite radiação infravermelha de um nível onde a temperatura é mais baixa que a da superfície. O efeito líquido é um aprisionamento local de parte da energia absorvida e uma tendência a aquecer a superfície planetária. Vapor d'água (H₂O), dióxido de carbono (CO₂), óxido nitroso (N₂O), metano (CH₄) e ozônio (O₃) são os principais gases de efeito estufa na atmosfera da Terra.

Manto de gelo

Geleira com mais de 50.000 km² de área formando uma cobertura contínua sobre uma superfície terrestre ou assentada sobre uma plataforma continental.

Mudança do Clima (uso da Convenção)

Uma mudança do clima atribuída direta ou indiretamente à atividade humana que altere a composição da atmosfera global e que seja adicional à variabilidade climática natural observada ao longo de períodos comparáveis de tempo.

Mudança do Clima (uso do IPCC)

A mudança do clima, como mencionada no registro observacional do clima, ocorre por causa de mudanças internas dentro do sistema climático, ou na interação de seus componentes, ou por causa de mudanças no forçamento externo por razões naturais ou devido às atividades humanas. Geralmente não é possível fazer uma atribuição clara entre essas causas. As projeções da mudança do clima no futuro relatadas pelo IPCC geralmente consideram apenas a influência sobre o clima dos aumentos antrópicos de gases de efeito estufa e outros fatores relacionados ao homem.

Sensibilidade climática

Nos relatórios do IPCC, a sensibilidade climática refere-se normalmente à mudança (de equilíbrio) de longo prazo na temperatura média da superfície global em seguida a uma duplicação da concentração atmosférica de CO₂ (ou CO₂ equivalente). De modo mais geral, refere-se à mudança de equilíbrio da temperatura do ar na superfície em seguida à mudança de uma unidade no forçamento radiativo (°C/Wm⁻²).

Troposfera

A parte mais baixa da atmosfera, da superfície até cerca de 10 km em altitude nas latitudes médias (variando de 9 km nas altas latitudes a 16 km nos trópicos, em média), onde as nuvens e o fenômeno do “tempo” ocorrem. A troposfera é definida como a região onde as temperaturas geralmente diminuem com a altura.

Umidade do solo

Água acumulada na superfície continental e disponível para evaporação. No relatório do IPCC (1990), um único armazenador (ou “balde”) foi usado, em geral, nos modelos climáticos. Os modelos de hoje que incorporam os processos da cobertura florestal e do solo vêm a umidade do solo como a quantidade mantida em excesso do “ponto de emurchecimento” da planta.

Referências

IPCC (Intergovernmental Panel on Climate Change) 1990: *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, G.J. Jenkins e J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365 pp.

IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*, J.T. Houghton, B.A. Callander e S.K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 198 pp.

IPCC, 1994: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris e K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 339 pp.

IPCC GTII, 1995: *Climate Change 1995 – Impacts, Adaptations and Mitigations of Climate Change: Scientific-Technical Analyses: Contribution of Working Group II to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, R.T. Watson, M.C. Zinyowera e R.H. Moss (eds.), Cambridge University Press, New York, USA.

IPCC GTI, 1995: *Climate Change 1995 – The Science of Climate Change: Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg e K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK.

